F 1329

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

L 033 455
~~No.~~ (1974)
Vol. 19

GEOLOGIE

TOMUL 19
1974

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMANIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

Academician VINTILĂ MIHĂILESCU

Redactori responsabili adjuncți:

Academician DAN GIUȘCĂ, prof. LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. TIBERIU MORARIU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România

Membri:

Academician ALEXANDRU CODARCEA, academician MILTIADE FILIPESCU, academician GEORGE MURGEANU, academician NICOLAE PETRULIAN, prof. VIRGIL IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. NECULAI MACAROVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România.

Secretar de redacție:

Dr. POMPILIU ȘOIGAN

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la Întreprinderea ROMPRESFILATELIA, Căsuța poștală 2001, telex 011631, București, sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență se vor trimite pe adresa Comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Geologie".

Toute commande de l'étranger sera adressée à Întreprinderea ROMPRESFILATELIA, Boîte postale 2001, telex 011631, Bucarest, Roumanie ou à ses représentants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

„Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Geologie",
Calea Victoriei nr. 126,
București 22

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
Str. Gutenberg nr. 3 bis, București, sectorul 6,
telefon 16 40 79

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOLOGIE

Tomul 19 1974

SUMAR

ACAD. ALEXANDRU CODARCEA (1900—1974) (Lazăr Pavelescu) 3
ĐAN GIUŞCĂ, ELENA COLIOS, CONSTANŢA UDRESCU, Fundamentul cristalin al Platformei Moldoveneşti 11
LAZĂR PAVELESCU, Contribuţii la studiul amfibolilor din cristalinul getic 31
G. CIOFLICA, Ş. VLAD, V. IOSOF, A. PANICAN, Metamorfismul termic şi metasomatic al formaţiunilor paleozoice din unitatea de Arieşeni de la Băiţa Bihorului. 43
IOAN MÂRZA, LUCREŢIA MÂRZA, Asupra prezenţei hisingeritului în zăcămîntul pirometasomatic de fier de la Mașca (valea Iara, Munţii Apuseni) . 69
OLGA IONESCU, Mineralizaţia cupriferă de tip diseminat de la Roşia — Poieni (jud. Alba) 77
ION BALINTONI, TIT ŢÎMPĂU, CONSTANTIN ISACHE, Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriţei între Zugreni şi Izvoru Rău (Carpaţii Orientali) . 85
ALEXANDRINA MEDEŞAN, T. BERZA, Notă asupra lizarditului de pe valea Tismanei (Carpaţii Meridionali) 93
GR. ALEXANDRESCU, Reprezentanţi ai familiei *Aconeceratidae* Spath, în flişul cretacic din Moldova (Carpaţii Orientali) 99
DUMITRU ISTOCESCU, FELICIA ISTOCESCU, Consideraţii geologice asupra depozitelor neogene ale Bazinului Crişurilor 115
IOAN PAPAIANOPOL, *Pteradacna tohanensis* sp. nov. în depozitele ponţianului superior (bosphorian) din Muntenia 129
RĂZVAN GIVULESCU, Cîteva observaţii privind modul de formare a cărbunilor din Valea Jiului 145

VIAŢA ŞTIINŢIFICĂ 155

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE T. 19, P. 1—156, BUCUREŞTI, 1974

Acad. ALEXANDRU CODARCEA

(1900—1974)

Între cele două războaie mondiale, şi mai ales după cel de-al doilea, în ţara noastră se afirmă în toate domeniile o pleiadă de oameni de ştiinţă care, reuniţi, s-au avîntat în efortul anevoios, aproape copleşitor, al primelor începuturi, s-au avîntat cu entuziasm pe toate tărîmurile abrupte ale ştiinţei, dornici să contribuie la cuceririle ei şi la propăşirea patriei lor.

Spre deosebire de artişti şi scriitori care, datorită operei lor de largă circulaţie, au intrat pe parcursul deceniilor în conştiinţa poporului, spiritul de echitate ne îndeamnă să acţionăm pentru ca vălul nedrept al uitării să nu acopere înaintaşii ştiinţei geologice româneşti, contemporani cu primii.

Alături de profesorii Gr. Ştefănescu, Sabba Ştefănescu, Gregoriu Cobălcescu, Ludovic Mrazec, Gheorghe Munteanu-Murgoci, Ion Simionescu, Ion Atanasiu, Gheorghe Macovei, David Preda şi alţii, profesorul Alexandru Codarcea îşi înscrie cu cinste numele printre savanţii geologi români. Muncii pasionate şi febrile a acestor geologi le datorăm formarea şcolii geologice româneşti. Ei sînt aceia care prin lucrări originale au afirmat şi impus şcoala geologică românească.

Alexandru Codarcea s-a născut în Vîrşeţ (R.S.F. Iugoslavia) la 12 ianuarie 1900. A absolvit în anul 1922 Facultatea de ştiinţe din Bucureşti. La 1 decembrie 1922 a obţinut o subvenţie pentru studii de specializare în Elveţia. A urmat la Basel cursurile unor renumite personalităţi

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 19, P. 3—10 BUCUREŞTI, 1974

ale geologiei mondiale, ca prof. M. Reinhard, A. Buxtorf, I. Cadisch. În timpul vacanţelor a făcut numeroase deplasări de studii geologice în munţii Vosgi, Schwarzwald, Jura, Alpi, în Sicilia şi Corsica.
Întors în ţară susţine la 25 iunie 1931 teza sa de doctorat la Universitatea din Bucureşti.

Dezvoltarea aptitudinilor sale de cercetător au început în anul 1922, cînd a fost numit geolog asistent la Institutul geologic. Activitatea sa ca geolog a fost legată de studiul multor probleme de petrografie şi tectonică din Carpaţi şi se eşalonează pe 52 de ani, adică pînă la data de 28 mai 1974, cînd a decedat.

Între anii 1921 şi 1924 a funcţionat şi ca preparator la laboratorul de geologie al Universităţii din Bucureşti; în anii 1933—1936 a ţinut un curs de geologia apelor minerale la Institutul de balneologie. În 1937 este numit prin concurs profesor de mineralogie şi petrografie la Şcoala politehnică din Bucureşti. A ţinut cursul de mineralogie şi petrografie peste 30 de ani, urmînd catedra în diversele ei transformări de la Institutul politehnic, Institutul de geologie şi tehnică minieră, Institutul de mine şi, în sfîrşit de la Institutul de petrol, gaze şi geologie, unde, începînd din anul 1970, a devenit profesor consultant.

A activat la Institutul geologic pînă în anul 1949, a trecut apoi prin întreaga ierarhie şi a ajuns preşedintele Comitetului de Stat al Geologiei (1960) şi apoi al Comisiei Republicane a Rezervelor Geologice.

Calităţile de iscusit cercetător şi de adevărat om de ştiinţă sînt remarcate atît de profesorul său Ludovic Mrazec, cît şi de alţi savanţi de peste hotare.

Ludovic Mrazec, în referatul înaintat Facultăţii de ştiinţe cu ocazia susţinerii tezei de doctorat: *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocşa Montană (jud. Caraş, Banat)*, menţionează: „Lucrarea D-lui Codarcea poartă în totalitatea ei pecetea unei munci intensive, a unei cercetări făcute pînă în cele mai mici amănunte şi cu o conştiinciozitate şi spirit critic remarcabile. Lucrarea, în ansamblul ei, este de o perfecţiune ce ne dă cea mai deplină satisfacţie. Lucrarea a decretat regiunea studiată ca regiune clasică".

Prof. G. W. Tyrrell de la Universitatea din Glasgow, se exprimă astfel, „I am happy to acknowledge receipt of your most valuable memoir of the geology and petrology of the Banat region. I shall be pleased to rewiew it in my „Recent Advances" for the quaterly journal known as „Science Progress".

Prof. E. Raguin de la École Nationale des Ponts et Chaussées şi din Service de la Carte géologique de la France: „ ...votre très bel ouvrage ... m'a vivement interéssé et instruit sur une contrée d'importance pétrographique et tectonique de premier ordre. Il fait grand honneur à l'Institut Géologique de Roumanie et à vous-même", şi mulţi alţii ca: Barth, Johannsen, Holmes, Schumacher, Cayeux, Lutaud, Bourcart, Scheumann, Burri, Petrascheck.

Încă de la începutul activităţii sale a arătat că este nu numai un valoros geolog român, ci şi un apreciat colaborator la dezvoltarea petrografiei universale.

Conturarea largă a problemelor, desprinderea esenţialului din noianul de amănunte, căutarea liniilor generale din reţeaua particularită-

ţilor multiple, erau calităţile care au înrîurit puternic pe cei care au venit în contact cu el. Nu e de mirare că pe lîngă altele, i s-a făcut cinstea de a fi preşedinte, în anul 1961, al Congresului geologic al Asociaţiei carpato-balcanice, precum şi preşedinte al Comitetului naţional al geologilor români, preşedinte al Secţiei de geologie, geofizică şi geografie a Academiei R.S.R. În aceste calităţi a reprezentat cu mare cinste ţara la mai multe congrese geologice internaţionale, ca în Mexic, India şi Cehoslovacia.

Opera sa valoroasă, nu atît prin întindere cît, mai ales, prin calitatea superioară a conţinutului, se remarcă şi prin faptul că trasează, în acelaşi timp, una din liniile cardinale pe care se dezvoltă şcoala geologică românească.

Însufleţit de dorinţa de a face cît mai mult pentru ştiinţa patriei noastre, a îndreptat preocupările sale în diverse direcţii : mineralogie, petrografie, tectonică, stratigrafie, paleontologie, geofizică. A acordat o deosebită atenţie tuturor detaliilor de teren şi laborator, iar, apoi, pe baza acestora, s-a ridicat la sinteze, reliefînd esenţa problemelor de ansamblu şi a ideilor generale.

Domeniul său preferat de cercetare a fost acela al petrografiei şi tectonicii, în care a şi dat cele mai valoroase opere.

Problema structurii Carpaţilor Meridionali a fost problema sa preferată, care l-a frămîntat mereu şi l-a făcut să revină cu orice prilej. Aceste frămîntări se oglindesc în numeroasele lucrări ulterioare lucrării de sinteză tectonică asupra Banatului meridional şi al Platoului Mehedinţi. În această lucrare a căutat să redea structura formaţiunilor geologice de sub pînza getică, încercînd să completeze concepţiile sale tectonice pe măsura îmbunătăţirii gradului de cunoaştere a datelor de teren.

Mecanismul forţelor tangenţiale, care au provocat şariajul getic, după Al. Codarcea, nu s-a manifestat numai o singură dată, aşa cum s-a crezut un timp. Prezenţa numeroaselor petice de infragetic, inclusiv barremianul, tîrîte împreună cu pînza de şariaj spre exterior, la mari distanţe de locul lor de origine şi adînc înfipte, sub formă de pînze-solzi, în flişul cretacic superior, au permis o completare şi, în acelaşi timp, o lărgire a vechii teorii a şariajului getic, prin admiterea unei a doua şi ultime faze de supracutare, ulterioară paroxismului principal, deci post-mezocretacică, prin care s-a format pînza de Severin.

Spiritul său sintetic nu se putea opri aici. Neobosita sa muncă de cercetător al problemelor carpatice, ca om de ştiinţă cu mare experienţă şi vaste cunoştinţe adunate în nenumăratele sale excursii prin ţară şi peste hotare se îndreaptă înspre mult controversata geneză a rocilor alcaline de la Ditrău. După el, rocile alcaline de la Ditrău n-ar fi decît învelişul migmatic al unui diapir de anatexie profundă şi rezultatul interacţiunii unor procese complexe, în care rolul principal îl deţin procesele de transformare a unui material cristalin preexistent, prin mobilizări metatectice, asociate cu un bogat transfer de elemente alcaline mai active.

Activitatea sa ştiinţifică este strîns împletită cu preocupările de ordin practic. Nu pierdea niciodată ocazia de a atrage atenţia asupra valorii economice a diferitelor bogăţii din subsol, întîlnite în decursul cercetărilor sale. Făcea parte din figurile reprezentative ale ştiinţei româneşti, dintre

personalităţile care, din clipa în care au dobîndit o gîndire independentă, au ştiut precis ce vor face în viaţă, întrucît pentru ei profesiunea era identică cu vocaţia.

Adept al unei concepţii active despre geologie, pe care a susţinut-o cu raţiunea şi cu inima, a desfăşurat o activitate deosebit de intensă pentru organizarea şi îmbunătăţirea condiţiilor de cercetare geologică. Cu farmecul său personal, grija excepţională pentru tineret şi înţelepciunea de conducător, largheţa problematicii legată de dezvoltarea noului curent în cercetarea geologică au atras numeroşi geologi în jurul său.

A fost mult apreciat de geologii din ţara noastră, căci a ştiut să fie profesor şi prieten, savant şi conducător, cîştigînd în felul acesta încrederea lor. A ştiut să insufle geologilor din ţara noastră deopotrivă dragostea de ştiinţă, dragostea de natură şi dragostea de pămîntul şi de oamenii patriei.

A ştiut să lege teoria cu practica, cu o deosebită pricepere, punînd cunoştinţele, forţa de muncă şi tot elanul său în slujba ridicării economice a patriei. Dragostea pentru acest pămînt al patriei noastre şi pentru poporul ei harnic a fecundat întreaga sa activitate de savant, profesor şi cetăţean.

Pentru aceasta a devenit o personalitate marcantă a vieţii noastre obşteşti, fiind ales de-a lungul mai multor legislaturi deputat al Marii Adunări Naţionale. I s-au decernat titlurile de Erou al Muncii Socialiste, Laureat al Premiului de Stat şi a fost distins cu numeroase ordine şi medalii ale Republicii Socialiste România.

Viaţa şi activitatea prof. Al. Codarcea este un exemplu strălucit de muncă rodnică spre binele patriei, în folosul şi progresul ştiinţelor geologice. Acest savant şi-a consacrat întreaga sa capacitate şi energie geologiei şi şcolii româneşti, călăuzit, în permanenţă de profunda sa aspiraţie spre adevăr, aspiraţie de orientare profund democratică şi progresistă. Întîlneşti mai rar însă un om de ştiinţă, totodată pedagog, care să atragă nu numai respectul studenţilor pentru erudiţia sa, felul cum ştie să fie dascăl şi să-şi informeze studenţii, savant care să nu aibă numai aprecierea întregii sale generaţii pentru aportul depus pe tărîmul ştiinţei, dar care să poată stîrni marea şi sincera simpatie atît a celora care, timp de decenii, l-au audiat pe băncile facultăţilor, cît şi tuturor geologilor din jurul său, din întreaga ţară sau de peste hotare. Respectul şi dragostea cu care acad. Al. Codarcea a fost înconjurat şi de care n-a abuzat niciodată se datoreşte tocmai avîntului său creator inflexibil, axat pe concepţia sa profund umanitară şi democratică, care decenii de-a rîndul nu l-a părăsit nici o clipă.

Pe ogorul pe care a semănat, cu nepreţuita sa pasiune şi dragoste mărgăritare ale ştiinţei, eticii şi probităţii în gîndire a atras serii de ingineri minieri, metalurgişti, chimişti, geologi şi geofizicieni, la a căror instruire şi educare a contribuit în mod strălucit.

Prelegerile sale, prin adîncimea conţinutului, prin sistematica şi forma simplă a expunerii lor, au dat posibilitatea nu numai ca studenţii să-şi însuşească obiectul mineralogiei, ci a dezvoltat în ei şi calităţile necesare unor cercetători. Succesul strălucit al prelegerilor se explică prin pregătirea lor extrem de meticuloasă, prin marea şi atenta muncă prealabilă pe care o desfăşura. Aceste prelegeri erau totdeauna pline de exemple

luate din observaţiile sale personale ; în faptele expuse, el retrăia întîmplările prin care trecuse.

Impresiona adînc auditoriul şi atrăgea atenţia memoria excepţională a acad. Al. Codarcea, cunoaşterea aprofundată a celor mai mici detalii ale structurii geologice culese din numeroase regiuni ale ţării noastre, a diferitelor zăcăminte, a oamenilor care lucrează acolo, a condiţiilor în care au fost descoperite, a rezultatelor obţinute.

Scopul muncii sale neobosite era nu numai de a cunoaşte cît mai mult, de a dezlega cauzalitatea fenomenelor geologice, de a stabili interdependenţa acestora, ci şi acela de a împărtăşi de la catedră tineretului studios, în care îşi punea toate speranţele, experienţa pe care o acumulase zi de zi.

În excursiile cu studenţii, mai ales, dădea viaţă stîncilor, priveliştile se însufleţeau prin deşteptarea trecutului. Pentru studenţi, ochii lui străluceau de lumină interioară, reflectînd cea mai înaltă forţă morală. Împotriva oboselii, între opririle de la punctele de observaţie, cîntecele studenţeşti trezeau văile, cîntăreţul cel mai convins, dirijorul improvizat al corului fiind totdeauna profesorul Codarcea.

Este greu să arăt, într-un scurt articol, stilul şi felul său de muncă. El făcea o impresie fermecătoare prin întreaga lui înfăţişare nobilă, prin claritatea ipotezelor sale, prin profunzimea şi rigurozitatea ştiinţifică a ideilor sale.

De fapt, la catedră sau în viaţa de toate zilele, a avut o singură preocupare, izvorîtă din patriotismul său fierbinte : aceea de a promova geologia românească, preocupare din care a făcut unicul scop al vieţii.

La profesorul Al. Codarcea se văd frămîntările unei munci asidue de a descifra tainele gravate în foile de piatră ale pămîntului, dar se mai vede şi faptul că toate străduinţele sale au avut drept ţintă valorificarea acestora pentru binele tuturor, pentru viaţa practică şi economică.

A fost un valoros om de ştiinţă, prin vocaţie, şi un pedagog desăvîrşit, prin educaţie şi temperament.

A fost un neîntrecut mînuitor al condeiului, a îmbrăcat adevărul ştiinţific în haina plastic grăitoare a cuvîntului, făcîndu-l, astfel, mai uşor accesibil.

Viaţa şi activitatea acad. prof. Al. Codarcea este un exemplu strălucit de muncă rodnică spre binele patriei, spre folosul şi progresul ştiinţelor geologice.

Numele acad. Al. Codarcea a intrat pentru totdeauna în ştiinţa geologică românească şi mondială şi încă mulţi ani va fi un îndreptar pentru cercetarea geologică.

Marea şi neobosita sa muncă creatoare pentru binele geologiei, pînă în ultima clipă a vieţii sale, va servi ca pildă vie şi izvor de entuziasm nesecat în munca noastră geologică. Valorificarea imensei opere a savantului dispărut trebuie să ne mobilizeze pe toţi, spre binele ştiinţei geologice româneşti şi mondiale, a creşterii resurselor de materii prime necesare dezvoltării economiei noastre naţionale.

Prof. dr. doc. LAZĂR PAVELESCU

LISTĂ BIBLIOGRAFICĂ SELECTIVĂ

Contribuțiuni la studiul petrografic al rocilor eruptive și șisturilor cristaline de la Racovăț (jud. Mehedinți), D. S. Inst. geol. Rom., **XI** (1922—1923), București, 1923.

Bibliografia geologică a României, în colab. cu D. Roman, Inst. geol. Rom., București, 1926.

Comunicare preliminară asupra zăcămintelor de minereuri de la Ocna de Fier (Banat), minele Reichenstein, D. S. Inst. geol. Rom., **XII**, București, 1930.

Observațiuni asupra regiunii limanului Sasic (Cunduc) făcute la Borisofca, jud. Ismail, în colab. cu M. Paucă, D. d. s. Inst. geol. Rom. **XIII**, București, 1930.

Cercetări geologice în Valea Ferendiei și Valea Moraviței din împrejurimile Ocnei de Fier (jud. Caraș, Banat), D. S. Inst. geol. Rom., **XIII** (1924—1925), București, 1930.

Note sur la structure géologique de la région Ocna de Fier — Bocșa Montană (District de Caraș, Banat), Bull. Sect. Sci. Acad. Roum., **XIII**, București, 1930.

Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană (jud. Caraș, Banat), teză, An. Inst. geol. Rom., **XV**, București, 1931.

Sur la présence du Crétacé supérieur à supérieur à Valeapai (district de Caraș), Bul, Soc. Rom. Geol., **II**, București, 1935.

Note préliminaire sur les gisements de chromite des Monts d'Orșova, en collab. avec Th. Kräutner, C. R. Inst. Géol. Roum., **XX**, București, 1935.

Considérations tectoniques générales d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer (Vîrciorova), C. R. Inst. Géol. Roum., **XII**, București, 1935.

Sur la présence des Couches de Comarnic à Dilbocița (Mehedinți), en collab., avec G. Murgeanu, C. R. Acad. Sci. Roum., **I**, *3*, București, 1936.

Note préliminaire sur certaines roches éruptives alcalines et sur quelques lamprophyres de la région d'Ogradina, Bull., Sect. Sci. Acad. Roum., **XVIII**, 6—7, București, 1936.

Étude micrographique des roches cristallines du Sénonien de Breaza, C. R. Géol. Roum., **XXI**, București, 1937.

Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina-Svinița (départ. de Severin), C. R. Inst. Géol. Roum., **XI**, București, 1937.

Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți, An. Inst. Géol. Roum., **XX**, București, 1940.

Quatrième réunion annuelle de la Soc. Roum. de Géologie à Turnu Severin, Bul. Soc. Rom. Geol., **III**, București, 1937.

Elemente rare în masivul de la Ditrău, în colab. cu V. Ianovici, I. Iova, S. Lupan, Clarisa Papacostea, Com. Acad. R. P. R., **VIII**, *3*, București, 1958.

Asupra vîrstei stratelor de Nadanova, în colab. cu D. Mercus, Com. Acad. R.P.R., **IX**, *8*, București, 1959.

Carboniferul inferior de pe V. Idegului (vîrsta calcarelor de Ideg) în colab. cu Gr. Răileanu și S. Năstăseanu, Acad. R. P. R., St. cerc. geol., **V**, *3*, București, 1960.

Le Mésozoïque des Carpates Méridionales, en collab. avec Gr. Răileanu, Annales Instituti Geologici Publici Hungarici, **XLIX**, Budapesta.

Considerații asupra vîrstei stratelor de Sinaia din regiunea Porților de Fier — Vîrciorova, în colab. cu S. Năstăseanu și D. Mercus, Com. Acad. R. P. R., **XI**, *11*, București, 1961.

Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'Autochtone danubien des Carpates Méridionales, en collab. avec L. Pavelescu, Asoc. Géol. Carp.-Balc., Congresul V, Com. st., **II**, Secția I, Mineralogie — Petrologie, București, 1963.

Date noi cu privire la calcarele mezozoice de la Gura Văii, Podișul Mehedinți, în colab. cu Fl. Marinescu și D. Patrulius. Com. Acad. R. P. R., **XII**, *4*, București, 1962.

Asupra unor efecte gravimetrice-magnetice majore privind structura de adîncime a masivului Poiana Ruscăi, în colab. cu Sc. Stoenescu, St. Dumitru, Șt. Airinei, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, Com. st., **VI**, Secția a V-a, Geofizică, București, 1963.

Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt, în colab. cu Gr. Răileanu, L. Pavelescu, N. Gherasi, S. Năstăseanu, I. Bercia, D. Mercus,

în *Ghidul excursiilor, C. Carpații Meridionali*, Congr. V, Asoc. geol. carp.-balc., București, 1961.

Masivul granitoid de Sfîrdinu, în colab. cu L. Pavelescu, Bul. I P.G.G., **VIII**, București, 1962.

Contribuții la cunoașterea Cretacicului din zona Sopot (Banatul de Sud), în colab. cu Gr. Pop, St. cerc. geol., **VIII**, *2*, București, 1963

Gheologhiceskoe razvitie iujnih carpat Biuleten Moskovskogo obștestva ispitatelei privodi, Otdel Gheologhiceskii, **XXXIX**, *2*, Moscova, 1964.

Prezența urgonianului în regiunea Cazanelor, în colab. cu S. Năstăseanu și D. Mercus, Com. Acad. R. P. R., **XII**, *4*, București, 1962.

Contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor calcaroase din bazinul Văii Cerna și de la Cazane (Dunăre), în colab. cu S. Năstăseanu, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **9**, *2*, București, 1964.

Resursele subsolului în *Dezvoltarea economică a României 1944—1964*, partea II-a. cap. VI, 1964, Resursele naturale, București, 1964.

Realizările științelor geologice în Republica Populară Română în anii regimului de democrație populară, An. Com. Geol., **XXXIV**, part. I, București, 1964.

Aspects de sédimentation chaotique dans le Crétacé supérieur de l'autochtone des Carpates Méridionales, în colab. cu Gr. Răileanu, S. Năstăseanu, C. Boldur, Gr. Pop, Carp. Balk. geol. Asoc., VII Congres, Sofia, September 1965, Raports, Part. II, **I**, 1965.

Cenomanianul de pe versantul sudic al munților Vîlcan, în colab. cu Gr. Pop, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie **10**, *2*, București, 1965.

Contribuții la studiul unor camptonite cu kataforit din Poiana Ruscă, în colab. cu L. Pavelescu și Al. Kissling, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie **10**, *2*, București, 1965.

O sută de ani de cercetări geologice în România, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **11**, *2*, București, 1966.

Observații geologice în regiunea Polovragi, în colab. cu C. Drăghici, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie **11**, *2*, București, 1966.

Geological structure of the southwestern Carpatians, în colab. cu I. Bercia, C. Boldur, D. Constantinof, O. Maier, Fl. Marinescu, D. Mercus, S. Năstăseanu, *Guide to Excursion 49 AC. România*, International Geological Congr. XXIII Session, Prague, 1968, București, 1967.

Sur la stratigraphie et l'évolution préalpine du soubassoment cristallin des montagnes du Banat Méridional et occidental, în colab. cu Marcela Dessila-Codarcea, Rev. roum. Géol. Géophys., Géogr., Série de Géologie, **12**, *2*, București, 1968.

Cercetarea geologică în perspectiva deceniului 1971—1980. Metode noi și probleme de perspectivă ale cercetării științifice, Edit. Acad. R.S.R.

Resursele minerale ale Banatului și valorificarea lui în cincinal. Probleme actuale ale cercetării științifice, Lucrările sesiunii științifice a Acad. R. S. R din 25 ian. 1972.

Unitatea supragetică în Carpații Meridionali, în colab. cu M. Lupu, Marcela Codarcea-Dessila, Denisa Lupu, St. cerc. geol., geofis., geogr., Seria geologie **12**, *2*, București, 1967.

Eléments géosinclinaux mésozoïques dans le Domaine Getique des Carpates Méridionales, Acta Geol. Hung. **14**, Budapesta.

Considerații asupra paleolitologiei și paleotectonicii zonelor de șisturi cristaline din partea de sud-est a Banatului 3, în colab. cu Marcela Codarcea-Dessila, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **13**, *1*, București, 1968.

Gheorghe Munteanu Murgoci, Col. S.R.S.C., *273*, Edit. științifică.

ACTIVITATEA PUBLICISTICĂ DE SPECIALITATE

Opera geologică a lui Murgoci, Bul. Soc. Rom. Geol., **III**, București, 1937.

Gheorghe Munteanu-Murgoci, col. S.R.S.C., *223*, București, 1957.

Murgoci mineralog, Anal. Acad. R. P. R., **I** (1950—1951), București, 1960.

Realizările științei geologice din R. P. R. în anii regimului de democrație populară, Anal. rom.-sov., **3**, *40*, București, 1959.

Rolul și importanța cercetărilor geologice în mărirea bazei de materii prime minerale necesare dezvoltării industriei, Anal. Acad. R. P. R., **III** (1953) București, 1960.

Dezvoltarea și succesele geologiei sovietice, Anal. Acad. R. P. R., **VIII**, anexa 1, București, 1958.

Rezervele din adîncuri, Contemporanul, nr. 30 (719), 22 iulie 1960, București, 1960.

Discursul președintelui celui de al V-lea congres al Asociației geologice carpato-balcanice, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, București, 1963.

Cuvîntul președintelui celui de al V-lea congres al Asociației geologice carpato-balcanice, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, București, 1963.

Congresul Asociației geologice carpato-balcanice, Revista învățămîntului superior, nr. 11, București, 1963.

Un program judicios de valorificare a resurselor naturale, Scînteia, an. XXXIII, nr. 6 341, 7 august 1964, București, 1964.

Geologia în sprijinul economiei naționale, Albina, an. 67, seria a II-a, nr. 910, București, 1965.

Un vast cîmp de activitate pentru geologi, Scînteia, an. XXXVI, nr. 6 645, 10 iunie 1965, București, 1965.

Un amplu și complex program de cercetări geologice, Viața economică, 18.VI.1965, an. III, nr. 24, București, 1965.

Program măreț și mobilizator, Informația Bucureștiului, an. XII, nr. 3 714, 16.VII.1965.

Cercetarea geologică, Lupta de clasă, an. XLV, nr. 8, aug. 1965, București, 1965.

Investigații geologice, Meșterul Manole, an. I, nr. 1, 1966, Pitești.

Geologia în cincinal, Munca, an. XXII, nr. 5 880, București, 1966.

Coordonarea, condiția aportului eficient al științei, Scînteia, an. XXXVII, nr. 7 564, București, 1967.

Profesorul Ludovic Mrazec, An. Com. Stat Geol., **XXXVI**, București, 1968.

Călătorie în lumea de basm a „Chihlimbarului de Buzău", Viața Buzăului, an. I, nr. 119, 9 iulie 1968, Buzău, 1968.

Contribuția cercetării geologice la sporirea patrimoniului economiei naționale, Scînteia, an. XXXVIII, nr. 7 959, 28 ianuarie 1969, București, 1969.

Cuvîntul acad. Codarcea Al. la: Sărbătorirea Acad. Gheorghe Macovei cu prilejul împlinirii vîrstei de 75 ani, Anal. Acad. R. P. R., **V** (1955), partea a II-a, București, 1957.

Nu există pe lume o hartă geologică mai frumoasă și mai armonioasă decît aceea a țării noastre, România pitorească, nr. 11, 1973.

CURSURI ȘI MANUALE PUBLICATE

Index mineralogic și tabele mineralogice, în colab. cu L. Pavelescu, în *Manualul chimistului*, **II**, Edit. Agir, București, 1948

Mineralogia și petrografia, în *Manualul inginerului de mine*, **I**, Secțiunea I, Edit. tehnică, București, 1951.

Mineralogie, Partea I, *Cristalografia*, Edit. didactică și pedagogică, București, 1961.

Mineralogia, **I**, *Cristalografia*, Edit. didactică și pedagogică, București, 1965.

CURSURI ȘI MANUALE LITOGRAFIATE

Curs de mineralogie, partea I, *Cristalografia geometrică și cristalografia fizică*, Editat de Institutul politehnic, București, 1940 și 1942.

Idem, editat de Institutul de geologie și tehnică minieră, 1948.

Idem, editat de Institutul de geologie și tehnică minieră, 1949.

Curs de mineralogie, partea a II-a, editat de Institutul de geologie și tehnică minieră, București, 1950.

Curs de mineralogie, partea a II-a, editat de Institutul de geologie și tehnică minieră, București, 1951.

Curs de mineralogie, Geneza mineralelor și rocilor, ediția 1941.

Curs de mineralogie. Geneza mineralelor și rocilor, partea a III-a, ediția 1945.

Curs de geneza mineralelor și rocilor, editat de Institutul de petrol, gaze și geologie, Facultatea de geologie tehnică, București, 1968.

FUNDAMENTUL CRISTALIN AL PLATFORMEI MOLDOVENEȘTI

DE

acad. DAN GIUȘCĂ, ELENA COLIOS, CONSTANȚA UDRESCU

Vizibil încă în albia Nistrului, cristalinul Platformei Podolo-Ruse se afundă treptat către frontul arcului carpatic. A fost întîlnit în forajele de la Iași, Todireni și Bătrînești, la adîncimi de 950 —1 100 m. Carotele obținute au dat singurele informații asupra naturii acestor terenuri foarte vechi, care se extind pe o importantă parte a teritoriului Moldovei, limita lor vestică fiind determinată pe cale geofizică și figurată pe harta tectonică a României (1962). În parte ele se regăsesc și în avantfosa carpatică.

Într-o notă preliminară (V. Ianovici și D. Giușcă, 1961) și într-un raport [1] au fost prezentate succint caracterele petrografice și chimice ale acestor roci, iar mai tîrziu și date privind vîrsta lor absolută (D. Giușcă și colab., 1967). În cele ce urmează revenim cu detalii petrografice asupra lor.

Cu forajul de la Bătrînești, lîngă malul Prutului, la 22 km est de Botoșani, s-a urmărit verificarea unei anomalii magnetice cu valori maxime de 580 γ. Anomalia este alungită în direcția NV-SE, iar dimensiunile sale măsoară 6,5 km/2 km. Analiza acestei anomalii [2] a dus la concluzia că provine prin cumularea efectelor a patru surse: cea principală situată sub 2 000 m, iar celelalte trei, de importanță egală, dispuse la 900 m adîncime (fig. 1).

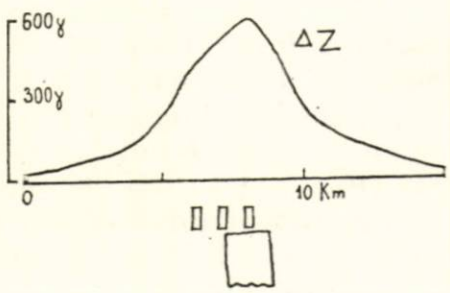


Fig. 1. — Anomalia magnetică ΔZ de la Bătrînești — Gurbănești și imaginea surselor individuale (după R. Botezatu).

Forajul a străbătut depozite sarmațiene, tortoniene, cretacice, siluriene și ordoviciene, constatîndu-se două lacune stratigrafice: între silurian și cretacic și între cretacicul superior și tortonian. Gotlandianul cuprinde îndeosebi calcare cenușii, iar ordovicianul preponderent gresii cuarțitice. La 992 m s-au întîlnit arcoze cu microclin ordoviciene, iar la adîncimea de 1 008 m puțul a intrat în fundamentul cristalin pe care l-a străbătut pe distanță de 36 m. Numai pe intervalul final de 12 m rocile sînt perfect proaspete. Au fost întîlnite gnaise cu oligoclaz și filoane de

[1] Elena Colios și Constanța Udrescu, (1964). *Studiul geochimic al gnaiselor de la Todireni — Iași*, arh. Inst. geol.

[2] R. Botezatu (1969), teză de doctorat.

pegmatit cenușiu sau roziu, acestea din urmă interceptate între 1 019 și 1 023 m, 1 027 și 1 031 m și la 1 038 m.

Vîrsta absolută a gnaiselor este de 1 500 milioane ani; a fost analizată o singură probă de biotit prin metoda K-A. Vîrsta reală este probabil mai ridicată, întrucît rocile proterozoicului inferior au suferit efectele orogenezelor din proterozoicul mijlociu; efectul a fost pus în evidență în scutul ucrainean prin determinări numeroase. În regiunea Bugului, vîrsta K-A a formațiunilor proterozoice inferioare (arhaice în nomenclatura anterioară) coboară la 1 600 milioane ani.

Forajul de la Todireni, pe malul Jijiei, la 70 km nord de Iași, a urmărit între altele cercetarea unei anomalii magnetice cu valoare maximă de 550 γ. A străbătut depozite cuaternare pînă la 26 m, a interceptat limita sarmațian-buglovian la 136 m, tortonian-cretacic la 154 m, cretacic-silurian la 240 m și silurian-ordovician la 528 m. La adîncimea de 950 m a intrat în gnaise, iar adîncimea finală a fost de 1 433 m. Roca principală are structura porfiroblastică și a fost caracterizată ca ortognais [3].

În cele ce urmează, acesta va fi denumit gnais de Todireni. Pentru stabilirea vîrstei sale absolute a fost folosit microclinul, obținîndu-se valorile 1 593 și 1 448 milioane ani; analiza biotitului a dus la valorile 1 398, 1 420 și 1 448 milioane ani.

Gnaisul de Todireni se continuă pe toată înălțimea coloanei. Are aspecte variate și este străbătut de numeroase filoane de granite și pegmatite roșii sau rozii, ce includ fragmente lenticulare de gnais de Todireni. Alterații hidrotermale sînt foarte răspîndite, cu deosebire în zonele de cataclază unde epidotul este abundent. Spre partea inferioară a coloanei sînt părți înțesate cu vine de calcit și de calcedonie. La adîncimea de 1 264 m forajul a străbătut un filon de bazalt de vîrstă probabil rifeană.

De la Iași am dispus de material provenit din două puțuri de foraj, unul la 200 m NE de gara Nicolina, iar celălalt la 400 m spre nord de gara Socola. Cel din urmă a avut adîncimea de 1 391 m; a străbătut sarmațianul, a întîlnit buglovianul la 280 m, tortonianul la 307 m, cretacicul la 330 m, gotlandianul la 357 m, ordovicianul la 602 m, iar formațiunile cristaline la 1 121 m. Terenurile cristaline, paragnaise cu oligoclaz și migmatite, au fost interceptate pe adîncime de 271 m (E. Liteanu și colab., 1963). Vîrsta K-A a biotitului din paragnaise este de 1 336 și, respectiv, 1 422 milioane ani.

Recent, Violeta Ionescu a identificat în baza coloanelor sedimentare prezența rifeanului.

Gnaisul de Bătrînești este de regulă larg cristalizat, adesea cu structură porfiroblastică prin dezvoltarea plagioclazului; prezintă frecvente variații de granulație care culminează în dezvoltarea lentilelor cu structură ciclopică. Textura este masivă; rareori este sesizabilă sub microscop textură șistoasă pregnantă. Culoarea rocii proaspete este cenușie închisă.

În coloana examinată (fig. 2), gnaisele proaspete se întîlnesc la adîncimea de 1 032 m; sînt gnaise cu biotit (pl. I, fig. 1) ale căror cristale au în medie 2—3 mm. Policroismul biotitului este γ-brun, α-gălbui. Orien-

[3] C. Benone, (1959), *Raport geologic definitiv asupra forajului de referință 3691/A. Șantierul Todireni, regiunea Suceava*, arh. M.M.P.G.

tarea cristalelor este variată, dar în roiuri cu dispoziție subparalelă; uneori sînt îndoite. Conțin numeroase incluziuni de apatit în prisme ușor alungite, cu contururi rotunjite, și de zircon, acestea din urmă prismatice sau granulare. În jurul cristalelor de zircon lățimea aureolelor policroice atinge 0,02 mm. Aureole largi se observă în biotit și la contact cu granule de ortit. Acest mineral se găsește sporadic, în cristale largi cu structură zonară, uneori maclate polisintetic. Culoarea este brun-roșcată, $\sphericalangle c.\alpha \sim 18°$.

Hornblenda este ocazională, în cristale mărunte concrescute cu biotit. Plagioclazul are tendință idioblastică și este maclat după legile albit și periclin. Lamelele sînt rareori larg dezvoltate și cu aceeași grosime. De regulă, maclația este foarte fină, cu lamele incomplet dezvoltate, deseori îndoite în părțile marginale ale cristalelor care numai excepțional sînt fragmentate. Ușoară structură zonară este uneori observabilă. Compoziția variază în limite foarte apropiate, în majoritatea cazurilor an_{27-29}, în zona externă pînă la an_{33}. Ortoza este parțial triclinizată și conține rare lamele de albit. Microclinul este în granule mărunte, neregulate, uneori cu forme ameboidale. Antipertitul este destul de răspîndit; elementele de microclin au de cele mai multe ori contururi paralele cu pinacoidul (010) al gazdei, eventual și cu (001), rezultînd în acest caz forme de paralelogram. De la elemente rare se ajunge la roiuri care însumează pînă la o treime din suprafața cristalelor de plagioclaz. Cuarțul este xenomorf, cu ușoară rulare a extincției sau chiar debitat în sectoare cu poziția de extincție ușor diferită.

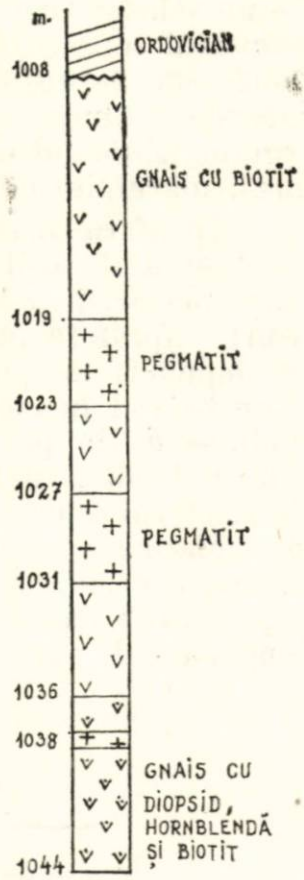


Fig. 2. — Coloana gnaisului de Bătrînești.

În diferențiate se observă o creștere treptată a granulației, paralel cu scăderea conținutului de biotit. Final apar cristale largi de micropertit. Microclinul formează și granule neregulate care corodează plagioclazul. În astfel de diferențiate conținutul global în feldspat potasic atinge 13%; se disting două generații: prima, asociată procesului de diferențiere, este de ortoză cu tendința unei largi dezvoltări a cristalelor; cea de a doua este de microclin metasomatic; acesta se întîlnește și în faciesul cu granulația obișnuită, dar numai în vecinătatea filoanelor de pegmatit. Microclinul metasomatic se găsește în antipertite sau este dispus în șiraguri de granule neregulate (pl. I, fig. 3, 4).

La adîncime de 1 038 m, gnaisul cu biotit trece în gnais cu biotit și hornblendă sau în gnais cu biotit, hornblendă și diopsid (pl. I, fig. 2). Paralel cu această modificare se constată și o creștere apreciabilă a conținutului în apatit și magnetit.

Hornblenda este verde, cu policroism γ-verde închis, β-oliv, α-galben verzui și $\sphericalangle c.\gamma = 17°$. Formează cristale izolate, aglomerări locale sau concreșteri cu biotitul. La contact, cristalele omogene de biotit se extind uneori în cristalele de hornblendă, urmărind direcția planelor de clivaj; în acest fel elemente de amfibol cu contururi de paralelogram, dispuse

paralel, se găsesc prinse în biotit. Este un aspect al biotitizării hornblendei. Remarcabile sînt raporturile hornblendei cu diopsidul ($\sphericalangle$ c.$\gamma = 33°$). Acesta din urmă formează fie un nucleu unic în cristalele de hornblendă, fie un schelet larg. Ambele minerale au axul c în aceeaşi poziţie. Mai rar diopsidul se găseşte în cristale izolate. Cristalele de magnetit sînt idiomorfe sau rotunjite, diseminate sau în aglomerări asociate mineralelor cafemice. Abundenţa sa este cauza anomaliei magnetice observată în regiune. Zirconul este uneori abundent în cristale prismatice scurte, dar largi, mărginite de (100) şi (110).

În afara alteraţiei superficiale, în timpul exondării acestor gnaise se observă în rocile proaspete slabe manifestări hidrotermale cu neoformaţii de sericit, clorit, albit şi pirită. Toate sînt asociate unui sistem de fisuri, suprafeţe intergranulare şi plane de clivaj. Vinişoarele de clorit cu depuneri de pirită sînt cele mai evidente manifestări. Hornblenda trece parţial în clorit cu γ-verde, α-galben brun, transformarea dezvoltîndu-se de la periferia cristalelor. Rară este actinolitizarea incipientă a hornblendei, cu formarea de fibre în părţile terminale ale cristalelor. Plagioclazul arată şiraguri de sericit după planele de clivaj, mai rar zone neregulate sau sericitizarea întregului cristal. Mai importantă este albitizarea capricioasă a plagioclazului cu crearea unei structuri în draperii şi păstrarea maclaţiei. Pirita formează vinişoare a căror dispoziţie este controlată de suprafeţele de clivaj ale plagioclazului.

Tabelul nr. 1

Compoziţia modală a gnaisului de Bătrîneşti

	A	B	C
Cuarţ	12,2	11,5	21,4
Microclin		1,0	13,5
Plagioclaz	54,4	49,2	49,2
Biotit	29,1	17,7	15,1
Hornblendă		11,4	0,3
Diopsid		2,5	
Apatit	2,3	3,2	0,1
Magnetit	1,9	3,4	0,8
Zircon	0,1	0,1	0,1

A, Gnais cu biotit; *B*, gnais cu biotit, hornblendă şi diopsid; *C*, diferenţiat leucocrat cu microclin în gnais cu biotit.

În tabelul nr. 1 se arată diferenţa de compoziţie modală între gnaisul cu biotit (A, media a trei analize) şi cel cu biotit, hornblendă şi diopsid (B, media a 5 analize), precum şi analiza unui diferenţiat leucocrat cu microclin.

Analiza chimică a gnaisului este redată în tabelul nr. 2. Pentru gnaisul cu biotit dispunem de o analiză chimică (analist Elena Colios) şi de analiza spectrală a elementelor minore (analist Constanţa Udrescu), iar pentru gnaisul cu biotit, hornblendă şi diopsid de o analiză spectrală folosind ca standard intern oxid de cupru (analist D. Giuşcă).

Gnaisul de Bătrînești este străbătut de filoane de pegmatit de culoare cenușie, rozie sau roșie. Domină cristale largi de microclin; cuarțul este opalescent, incolor sau negricios. Biotitul, în lame pînă la 1 cm, este mai totdeauna prezent. La unele nivele se observă fîșii centimetrice de gnaise, prinse în aceste filoane.

Oligoclazul este răspîndit, dar cu distribuție foarte neegală. De regulă, formează fîșii mărunt granulare în care prezența biotitului și apatitului dă ansamblului imaginea gnaiselor cu biotit. Uneori se găsește în cristale largi, maclate polisintetic, cu tendință de a avea contururi neregulate; coroziunea sa este cîteodată evidentă. Se întîlnește și ca incluziuni lipsite de contururi cristalografice, în cristalele de microclin.

Tabelul nr. 2

Compoziția chimică a gnaisului de Bătrînești *

	A	B		A	B
SiO_2	54,92	54,2	Cuarț	10,44	5,94
TiO_2	1,32	1,5	Ortoză	8,34	8,34
Al_2O_3	16,82	16,3	Albit	29,87	31,44
Fe_2O_3	3,99	8,0 **	Anortit	21,96	23,63
FeO	5,39		Corindon	1,43	—
MnO	0,20	0,1	Enstatit	11,40	14,65
MgO	4,79	4,5	Ferosilit	4,88	
CaO	4,99	7,4	Wollastonit		5,45
Na_2O	3,55	3,7	Ilmenit	2,43	2,89
K_2O	1,40	1,4	Magnetit	5,80	
P_2O_5	0,36		Apatit	1,01	
H_2O	2,03				
	99,76				
Li	84 ppm		si	62	
Sr	800		al	29	
Ba	1 250		fm	44	
			c	14	
Ni	44		alk	13	
Co	10		k	0,2	
Cr	14		mg	0,5	
V	95				
Be	2		A-chimism lamprodioritic		
Zr	177				
Cu	67				
Pb	61				
Ga	17				

* Analiste Elena Colios și Constanța Udrescu.
** Fier total.

În părțile sărace în oligoclaz, acesta se prezintă mai ales în șiraguri de cristale mărunte, la contactul între cristalele de microclin, eventual și de cuarț. Compoziția sa este variabilă, pînă la 32 % an, dar în cristalele zdrențuite sau mărunte scade foarte mult. Sericitizarea plagioclazului este puțin pronunțată.

Cristalele de microclin sînt în cea mai mare parte larg dezvoltate. Ele arată maclaţie pregnantă, (pl. II, fig. 6) dar unele cristale au maclaţia vizibilă numai în zonele marginale. Indicele de triclinicitate, determinat pe cale difractometrică, este 0,7. Participarea albitului este neegală; lamele fine, scurte, sînt răspîndite, iar baghete cu secţiunea punctiformă sînt mai rare (pl. II, fig. 8). O reţea albitică domină însă de regulă aspectul fiziografic. Sînt lamele lungi (pl. II, fig. 7), uneori curbilinii sau cu dispoziţie în trepte, limitate totdeauna la cristalul în care se află. Densitatea acestor lamele este variabilă. Pe traseu pot intersecta sau include lamelele de albit din prima generaţie. Refringenţa albitului din generaţia a doua este perceptibil mai scăzută. Albitul se mai întîlneşte şi ca o coroană limpede a cristalelor de plagioclaz.

În zonele sărace în lamelele primei generaţii de albit se observă uneori formarea de lamele mai tinere, cu aceeaşi orientare, dispuse înclinat pe mici fisuri. Acest fapt pledează pentru răcirea rapidă a cristalelor, cu dezamestec incomplet al feldspatului alcalin. Pătrunderea apei pe sisteme de fisuraţie catalizează dezamestecul la temperatură mai scăzută.

Analiza a două probe de pegmatit din filoane diferite (tabelul nr. 3) arată aceleaşi proporţii de alcalii, ceea ce face improbabil aportul de sodiu.

Considerăm probabil ca excesul de alumină din prima analiză (corindon 2,55) să fie datorit insuficientei separări a silicei de alumină. Sumele $SiO_2 + Al_2O_3$: 87,63 respectiv 87,86 sînt practic egale. Aspectele fiziografice descrise ar fi datorate mai degrabă reorganizării mineralogice sub influenţa fazei apoase. În acest fel se poate produce mobilizarea albitului, care se manifestă prin aspecte variate. În afara pertitelor de substituţie, albitul formează o coroană cristalelor de microclin sau şiraguri

Tabelul nr. 3

Compoziţia chimică a pegmatitelor de la Bătrîneşti

	1 021 m	*1 028 m*		*1 021 m*	*1 028 m*
SiO_2	71,94	73,90	Cuarţ	25,92	28,86
TiO_2	0,01	0,03	Ortoză	52,24	50,60
Al_2O_3	15,69	13,96	Albit	16,77	16,77
Fe_2O_3	0,81	0,44	Anortit	1,39	1,39
FeO	0,13	0,25	Corindon	2,35	0,92
MnO	0,07		Enstatit	0,20	0,30
MgO	0,07	0,11	Magnetit	0,23	0,70
CaO	0,32	0,29	Hematit	0,64	
Na_2O	2 :00	2,00			
K_2O	8,78	8,52			
P_2O_5	0,0002				
H_2O	0,23	0,13			
	99,98	99,63			
Li	3 ppm	3 ppm			
Sr	942	1060			
Ba	3000	3100			
Cu	18	11			
Pb	55	53			
Ga	14	10			

de cristale mărunte, limpezi, de-a lungul contactelor dintre cristalele de microclin. Răspîndită este și prezența myrmekitelor la nivelul contactelor între microclin și plagioclazul provenit din fragmentele de gnais înglobate.

Istoria acestor filoane apare destul de variată. Fragmentele de gnais încorporate sînt decalcifiate și digerate; cristalizarea feldspatului sodo-potasic este urmată de dezamestecul incomplet al albitului sub formă de lamele fine, urmată de mobilizarea sa datorită circulației fluidelor, fie sub forma unei a doua generații de lamele de dezamestec de-a lungul fisurilor, fie sub forma de vine albitice, de albit intergranular, de coroane albitice. Și abundența locală a apatitului ar putea fi corelată cu gnaisele digerate ce conțin pînă la 1% apatit (fig. 3). Paralel cu aceste transfor-

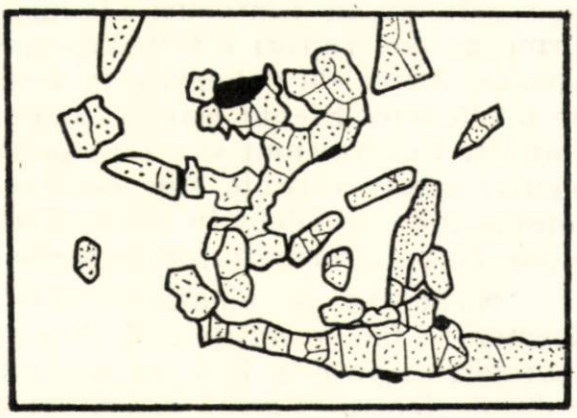


Fig. 3. — Pegmatit. Bătrînești. Grup de cristale de apatit; × 12.

mări are loc triclinizarea feldspatului ale cărui stadii intermediare cu indicele 0,7 au fost sesizate, precum și formarea myrmekitului la nivelul contactului microclin-plagioclaz. Istoria genezei pegmatitelor cuprinde episoade de slabă deformare și se încheie cu depuneri de sideroză pe fisuri.

Coloana de șisturi cristaline interceptate la Todireni are lungimea de 474 m, între 966 și 1 440 m. Imediat sub sedimentele paleozoice se găsește gnaisul de Todireni care se continuă pînă la adîncimea de 1 440 m. Aspectele sale sînt felurite prin schimbarea texturii, gradului de alterație diferit și eventualei cataclaze. Este un gnais cuarț-monzonitic al cărui aspect caracteristic este dat de textura cvasimasivă și de abundența fenoblastelor de ortoză ce ating uneori 4 cm. Culoarea sa este negricioasă, dar fenoblastele de ortoză cu contururi idiomorfe au deseori culoare rozie. Pe suprafața lustruită se disting bine în interiorul cristalelor de ortoză numeroase cristale mărunte de plagioclaz de culoare alburie, mai rar de biotit.

În secțiune, plagioclazul este în parte în cristale idiomorfe cu ușoară structură zonară. Maclația după legea albitului este regulată și frecventă; lamele asociate după legea periclinului sînt rare. În cristalele deformate se observă o ușoară îndoire a lamelelor maclate albit care se ascut, dovadă a originii lor mecanice. Cuarțul se găsește în granule largi debitate în sectoare prin început de fragmentare. Biotitul brun-roșcat se găsește în lamele largi cu ușoară tendință de orientare și de îngrămădire în jurul cristalelor de feldspat. Magnetitul formează granule idiomorfe, iar apatitul este abundent, mai ales în varietățile cu hornblendă. La dimensiunile și distanțele între cristalele de ortoză, imaginea microscopică a sec-

ţiunilor este variată prin participarea neegală a ortozei. Cristalele de feldspat potasic arată o largă diversificare structurală, datorită tranziţiei de la maclaţia bine exprimată în zonele marginale, la extincţii rulante în partea centrală, marcînd trecerea la dimensiuni submicroscopice a lamelelor. În numeroase fenoblaste maclaţia este absentă, iar determinările optice (2V-67°) şi röntgenografice ($\Delta = 0$) pun în evidenţă prezenţa ortozei. De fapt, ortoza se găseşte în diferite stadii de triclinizare. Participarea albitului este foarte redusă în aceste cristale fie că se găseşte în lame fine de exsoluţie, fie că reprezintă, prin dispozitivul de lamele interconectate, cu îngroşări locale, rezultatul unei mobilizări sau chiar a albitizării.

În fenoblaste se găsesc cristale de plagioclaz cu diferite orientări, de regulă avînd contururi idiomorfe, mai rar de coroziune; cîteodată formează concreşteri myrmekitice. Cristalele de biotit brun au orientări variate. Aureolele policroice în jurul cristalelor de zircon ating o lăţime de 0,025 mm. Sfenul este răspîndit în cristale cu contur rombic sau în granule. Policroismul său este perceptibil, în culori brune şi gălbui. De regulă, aceste cristale sînt concrescute cu lame de biotit. Ortitul este comun, mai abundent în unele nivele ale coloanei. Este brun-roşcat, uşor zonat, cu policroism în tonuri brune şi gălbui. Unele granule sînt izotrope.

Structura se modifică îndeosebi prin diferenţele de granulaţie. Acestea se fac resimţite mai ales prin granulaţia fină a tuturor componentelor, dispuse în fîşii, cu tendinţa de a învălui cristale largi de cuarţ şi de plagioclaz ce arată contururi de fragmente : este imaginea blastezei postcinematice.

Slabe fenomene de cataclază, tinere, sînt de observat în toată coloana; în intervalul 1 200—1 230 m cataclaza este foarte pronunţată, marcată prin fragmentarea şi zdrobirea mineralelor, ceea ce atrage şi o textură orientată mai pregnantă. Se întîlnesc şi fîşii de cataclazite cu pereţi netezi, cu fragmente de dimensiuni variate. Cea mai mare parte a coloanei arată alteraţii hidrotermale deosebit de acuzate în zonele de cataclază tîrzie.

Transformările sînt cele comune : biotitul este cloritizat, plagioclazul sericitizat sau albitizat; asociat cu biotitul este epidot de neoformaţie, mai rar calcit. Albitizarea plagioclazului dă uneori un nucleu albitic cu contur neregulat. Feldspatul potasic este rareori transformat în albit. Hematitul este uneori abundent, în lamele prinse după planele de clivaj ale biotitului sau ca fină impregnaţie. La adîncimile de 1 260 şi 1 300 m sînt sisteme de vine de calcit şi calcedonie.

Se disting gnaise cu biotit şi gnaise cu biotit şi hornblendă, aceasta din urmă subordonată. La adîncimea de 1 110 m roca arată o abundenţă de minerale colorate care, în absenţa ortozei în secţiune, face pregnantă asemănarea cu gnaisul de Bătrîneşti. Făcînd abstracţie de prezenţa fenoblastelor de ortoză, imaginea microscopică a celor două tipuri de gnaise este aceeaşi, cu deosebire frapantă în cazul gnaisului de Todireni larg grăunţos. Gnaisul de Bătrîneşti are chimism lamprodioritic, cel de Todireni obdalitic. În cuprinsul coloanei de la Todireni analiza chimică, efectuată pe probe mari, arată o remarcabilă constanţă a conţinuturilor, cu excepţia celui de K_2O care variază între 2,76 şi 5,08 % (tabelul nr. 4) posi-

Tabelul nr. 4

Compoziţia chimică a gnaisului de Todireni*

	1307 m	1101 m	1156 m	1134 m	medie
SiO_2	59,92	60,85	61,84	62,15	61,20
TiO_2	0,83	0,80	0,81	0,82	0,82
Al_2O_3	16,93	15,67	15,69	15,15	15,86
Fe_2O_3	3,46	2,98	3,71	3,87	3,50
FeO	3,89	3,25	3,06	3,34	3,38
MnO	0,20	0,10	0,20	0,10	0,15
MgO	2,78	3,38	2,98	2,84	3,00
CaO	4,27	3,60	3,52	3,70	3,77
Na_2O	2,85	3,00	3,05	3,40	3,08
K_2O	2,76	5,08	4,67	3,88	3,93
P_2O_5	0,32	0,34	0,35	0,35	0,34
H_2O	1,47	0,90	0,13	0,19	0,67
	99,68	99,95	100,01	99,79	99,70
Li	44 ppm	40 ppm	48 ppm	55 ppm	
Sr	1160	738	780	1175	
Ba	5060	7960	6300	3500	
Ni	40	29	30	26	
Co	10	10	10	10	
Cr	40	22	25	24	
V	130	114	101	102	
Be	3,5	2,3	2,6	2,8	
Zr	270	322	263	143	
Cu	54	33	29	26	
Pb	25	42	42	34	

* Analiste Elena Colios şi Constanţa Udrescu.

bil numai între 3,88 şi 5,08 % (tabelul nr. 5) sugerînd că aspectele microscopice observate corespund la variaţii reale ale participării feldspatului potasic.

Tabelul nr. 5

Compoziţia mineralogică normată a gnaisului de Todireni

	1307 m	1101 m	1156 m	1134 m
Cuarţ	17,64	11,04	12,18	15,78
Ortoză	16,68	30,02	27,80	22,80
Albit	24,10	26,20	25,68	28,82
Anortit	21,41	13,90	14,73	14,46
Corindon	1,30 *		0,20	
Wollastonit		0,58		0,46
Enstatit	7,10	8,40	7,40	7,00
Ferosilit	3,17	2,24	1,72	1,72
Ilmenit	1,52	1,52	1,52	1,52
Magnetit	5,10	4,41	5,34	5,57
Apatit	0,67	1,00	1,00	1,00

* Prin trecerea corindonului normativ în ortoză, se ajunge la un conţinut de K_2O de 3,96 %, valoare care a fost folosită la obţinerea mediei din tabelul nr. 4 şi în diagrama din figura 7.

O dovadă de înrudire a celor două gnaise este dată şi de conţinuturile neobişnuit de ridicate în Sr şi Ba şi mai ales de Ba (tabelele nr. 2 şi 4). Acesta din urmă creşte regulat cu conţinutul în K_2O (fig. 4). Astfel de conţinuturi sînt străine complexului migmatic al coloanei de la Iaşi.

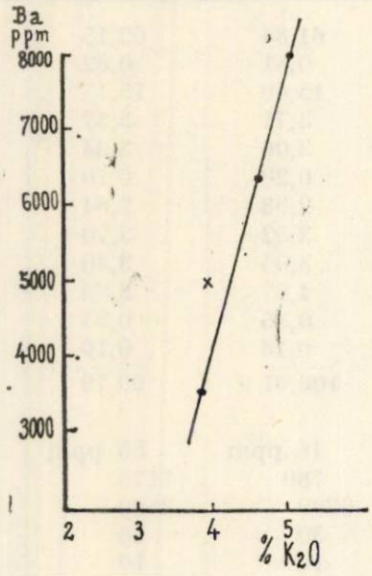


Fig. 4. — Corelarea K_2O—Ba în gnaisul de Todireni.

Ţinînd seama şi de prezenţa ortitului în aceste gnaise, sîntem de părere că ele reprezintă roci eruptive consanguine, metamorfozate în faciesul amfibolitelor cu almandin. Gnaisul de Todireni este un ortognais monzonitic cuarţifer, a cărui istorie este complexă, reţinînd în structura sa mărturia unei prime faze de deformare, urmată de blasteză; gnaisul a suferit ulterior şi deformări variate, în care este antrenată şi ortoza. În zonele de zdrobire, feldspatul potasic este mărunt recristalizat ca şi microclinul şi se găseşte şi în extinderea acestor fîşii microgranulare în asociaţie cu cuarţ.

Gnaisul de Todireni este străbătut de numeroase filoane de pegmatit roz şi de granite a căror grosime variază între cîţiva centimetri şi mai mulţi metri. În cuprinsul unora dintre aceste filoane se observă uneori fîşii lenticulare de gnais.

Granitele au structură granulară şi sînt alcătuite din cuarţ, microclinpertit, oligoclaz şi puţin biotit. Unele filoane sînt cataclazate. Mai rare sînt sienite cu puţin cuarţ.

În coloana de la Todireni se întîlnesc fîşii de gnaise variate. La adîncimea de 1 094 m este un gnais aplitic format din cuarţ, microclin şi albit. Participarea mineralelor este variabilă, microclinul subordonat sau concentrat în cuiburi; cuarţul se găseşte de asemenea în lentile granoblastice, iar granulaţia este neomogenă, pe fondul fin granoblastic dezvoltîndu-se lentile de cuarţ sau de albit cu granulaţie mult mai largă.

În partea inferioară a coloanei, la adîncimea de 1 324—1 326 m sînt granite şi granite pegmatoide sub care urmează gnaise oligoclazice cu sillimanit sau cu almandin. Acestea arată dezvoltarea metasomatică a microclinului. În unele cazuri, microclinul alcătuieşte sporadice granule ameboidale de-a lungul contactelor dintre cristalele de plagioclaz. Într-un

stadiu mai avansat granulele de microclin sînt abundente și manifestă nete contacte de coroziune; în vecinătatea lor se găsesc granule neregulate de microclin în cristalele de plagioclaz. Mai rare sînt resturi neregulate de oligoclaz, în parte decalcifiate. Microclinul și albitul formează și concreșteri în flăcări, ca rezultat al metasomatozei potasice. Sillimanitul este parțial transformat în sericit, cu păstrarea structurii sale în snopi. Almandinul are o coroană de sericit, mineral care se dezvoltă și de-a lungul fisurilor.

La aceeași adîncime se găsește în granite o anclavă de corneană biotitică cu andaluzit. Biotitul, cu numeroase incluziuni de zircon, este brun închis și formează lame largi sau concreșteri cu andaluzitul granular sau în prisme subparalele. Plagioclazul este subordonat, iar magnetitul în rare granule largi. Andaluzitul este parțial transformat în dickit și apoi în sericit; formarea acestuia din urmă are loc de preferință de-a lungul fisurilor. Biotitul este de asemenea alterat; culoarea sa devine brună cenușie, mai închisă la periferia cristalelor, policroismul γ-bruniu cenușiu, α cenușiu deschis, birefringența ridicată.

Forajul de la Iași, la nord de gara Nicolina, a pătruns 50 m în șisturi cristaline, dar s-au păstrat numai secțiunile subțiri din carotele ultimilor opt metri. Sînt paragnaise oligoclazice cu biotit și almandin, local cu sillimanit. Sînt roci închise la culoare, a căror granulație variază sensibil. Monotonia imaginii microscopice este risipită mai ales de participarea foarte variabilă a biotitului, între 15—60%; în cîteva fîșii leucocrate de gnais oligoclazic cuarțos cu sillimanit biotitul este sporadic. Oligoclazul conține în jur de 27% an. Almandinul se găsește în granule mărunte sau în fenoblaste ce ating 5 mm. Sillimanitul în snopi largi, cu cuarț interstițial, este abundent mai ales în fîșiile foarte bogate în biotit, în care plagioclazul este sporadic, de fapt în micașisturile plagioclazice din partea inferioară a coloanei. Îndoirea cristalelor este răspîndită și întreaga structură are caracter fluxional (pl. III, fig. 9). În vecinătatea snopilor de sillimanit biotitul se încarcă cu fibre. Transformarea incipientă a sillimanitului în sericit are loc la nivelul fisurilor transversale; (pl. III, fig. 10), transformarea se generalizează sub formă de pseudomorfoze cu relicte de sillimanit, iar, în condițiile alterației integrale a sillimanitului, rămîne relictă structura sa originală în snopi. În fisurile transversale se observă dubla orientare a micei; lateral, în contact cu sillimanitul lamelele sînt dispuse paralel cu alungirea sillimanitului; în partea centrală a fisurii, lamelele sînt perpendiculare pe alungirea fibrei. S-au observat și concreșteri celulare amintind de structurile serpentinitelor crisotilice. În unele secțiuni transversale, cu contur rombic, s-a observat și structură în sectoare a sericitului, de fapt structură în ceas de nisip.

Biotitul rămîne proaspăt chiar dacă fibrele de sillimanit sînt transformate în întregime. Sericitul se dezvoltă de asemenea pe o rețea densă de fisuri în cristalele de cuarț sau pe suprafețe intergranulare între acestea și biotit.

Alcătuirea coloanei extrasă din puțul de la Socola (275 m lungime) este foarte complexă. Fondul este de paragnaise cu șistozitate pronunțată, de culoare cenușie închisă, în raport cu abundența biotitului.

Paragnaisele sînt alcătuite din cuarț, oligoclaz și biotit, accesoriu zircon, secundar albit, clorit, sericit, rutil, clinozoizit, rareori calcit. Structura este dominată în primul rînd de participarea biotitului; cînd este abundent acesta alcătuiește mai ales fîșii de lamele largi, rezultînd o textură șistoasă și o structură mixtă lepidoblastică-granoblastică. La conținut scăzut se manifestă tendința distribuției omogene a lamelelor de biotit de dimensiuni mai reduse; în acest caz, structura este granoblastică. Cristalizarea metamorfică în urma unei deformări intense creează aspecte noi. Biotitul este foarte mărunt, de regulă concrescut cu cuarț, avînd ca efect formarea de zone microblastice neregulate, în care sînt prinse cristale largi de oligoclaz, deseori cu contururi de fragmente. Lamele fine de biotit se dezvoltă și pe fisurile plagioclazului sau invadează zonele periferice ale cristalelor de plagioclaz. Și cuarțul este fragmentat și recristalizat cu formarea de agregate de granule îndințate care contrastează cu structura primară.

Oligoclazul este de regulă în idioblaste; conținutul său în anortit este ușor variabil, între an_{22} și an_{29}. Structura slab zonară este deseori perceptibilă. Lamelele de maclă sînt relativ rare și regulate, după legea albitului. În zonele de deformație se întîlnesc efecte de îndoire și proliferarea lamelelor de maclă mecanică fine, dese, incomplet dezvoltate în sînul cristalelor. Concreșteri cu albit par destul de răspîndite; sînt mai rare învelișuri albitice subțiri, de regulă însă sîmburi zdrențuiți sau plaje neregulate în oligoclaz (pl. III, fig. 11). Luînd în considerare și faptul că acestor albite le sînt asociate roiuri de paiete de sericit, vedem în aceste concreșteri mai degrabă un fenomen de albitizare decît relicte de albit.

Paragnaisele au suferit și alte transformări. Biotitul brun-roșcat trece în biotit bruniu, în biotit verde închis și în biotit verde palid. Transformarea are în parte caracter pseudomorf, fîșiile decolorate fiind impregnate cu granule și microlite de rutil. Cristalele de neoformație de biotit verde sînt lipsite de rutil și uneori sînt concrescute cu vermiculi de cuarț. de-a lungul zonelor subțiri de circulație, sericitul este abundent în agregate solzoase fine în care rămîn prinse lamele de biotit verde. Sericitizarea este controlată de asemenea de clivajele plagioclazului, rezultînd concreșteri variate sub formă de fîșii, uneori contopite, paralele cu (010).

Cloritizarea biotitului este un fenomen obișnuit. De fapt procesul este mai complex; în unele cazuri se formează biotit verde în alternanță cu lamele de pennin, la care se adaugă și lamele de muscovit formate mai tîrziu. În alte cazuri biotitul trece în clorit bruniu cu formare abundentă de cristale aciculare de rutil în agregate stelate sau de microlite prismatice izolate. Cloritul este înțesat și cu cristale idiomorfe de clinozoizit ($\gamma : a = 22°$).

În asociație intimă cu aceste gnaise biotitice sînt fîșii de gnaise cuarțo-oligoclazice, în care biotitul este sporadic și în care se găsesc rare jerbe de sillimanit. Oligoclazul are aceeași compoziție. Diferența principală rezidă în granulația mult mai largă a acestor gnaise, lipsind efectul inhibitor al prezenței biotitului. Este greu, din fragmentele de carote, să reconstituim raporturile între aceste gnaise. Fîșiile leucocrate au limite nete, grosimi variabile, centimetrice sau decimetrice, și arată uneori cute strînse, dovadă a plasticității cîștigate în timpul deformării.

Mai interesante sînt gnaisele cu microclin și oligoclaz. Se deosebesc gnaise în care microclinul este preponderent, factura rocii granitice (ana-

lizele 4, 6 și 7, tabelele nr. 6 și 7) gnaise oligoclazice în care prin metasomatoză potasică s-a format microclin în proporții variabile (analizele 2 și 3, tabelul nr. 6) și gnaise în care proporția de microclin este variabilă,

Tabelul nr.6

Compoziția chimică a gnaiselor din complexul migmatic*

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	69,35	75,43	73,98	72,80	73,50	75,38	75,76
TiO_2	0,36	0,07	0,05	0,04	0,07	0,00	0,00
Al_2O_3	15,77	14,92	15,92	15,40	14,62	15,25	15,00
Fe_2O_3	0,92	0,19	0,19	0,09	0,30	0,09	0,04
FeO	3,68	0,80	0,41	0,64	0,65	0,29	0,59
MnO	0,10	0,06	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01
MgO	1,91	0,41	0,24	0,27	0,28	0,13	0,21
CaO	1,53	1,67	2,20	1,53	2,25	1,53	1,39
Na_2O	2,84	2,96	2,75	3,40	3,85	2,02	1,99
K_2O	1,17	2,52	3,50	5,91	4,68	4,79	4,27
P_2O_5	0,12	0,05	0,03	0,002	0,04	0,07	0,05
S		0,02	0,11	0,01	0,02	0,02	
H_2O	2,15	0,47	0,42		0,05	0,25	0,44
	99,90	99,55	99,81	100,20	99,93	99,73	99,75
Li	92 ppm	37 ppm	16 ppm	26 ppm	23 ppm	20 ppm	34 ppm
Be	2,8		2,5	1	1		
Sr	86	82	153	100	86	76	90
Ba	200	670	240	420	395	500	680
Sc	2,5	2,5				2	4
Pb	13	32	24	31	28	32	43
V	86	10	10	10	10	5	6
Cr.	76	2				1	1
Co	10	2,5	10	10	10	2	2,5
Ni	48	2	10	10	10	2	2

* Analiste Elena Colios și Constanța Udrescu.
Vezi legenda la tabelul nr. 7.

Tabelul nr. 7

Compoziția mineralogică normată a gnaiselor din complexul migmatic

	1	2	3	4	5	6	7
Cuarț	39,12	43,98	39,06	26,46	28,08	42,84	44,04
Ortoză	7,23	15,01	20,57	35,03	27,80	28,36	25,58
Albit	24,10	25,15	23,06	28,82	32,49	16,77	16,77
Anortit	6,67	7,51	10,84	7,78	8,62	6,67	6,95
Corindon	7,34	4,49	3,67	0,61		4,28	4,49
Enstatit	4,80	1,00	0,50	0,70	0,70		0,50
Ferosilit	5,54	1,32	0,53	0,13	0,92	0,53	0,53
Wollastonit					1,04		
Magnetit	1,39	0,23	0,15	0,23	0,46	0,20	0,93
Ilmenit	0,61	0,15	0,23				

1, Paragnais oligoclazic cu biotit, Socola, 1 236 m; *2*, gnais cu oligoclaz și microclin, Socola, 1 181 m; *3*, gnais cu oligoclaz și microclin, Socola, 1 360 m; *4*, granit gnaisic cu muscovt metasomatic, Socola, 1 223 m; *5*, gnais cu oligoclaz și microclin, Socola, 1 344 m; *6*, granit gnaisic pegmatitic cu almandin, biotit, Socola, 1 158 m; *7*, granit gnaisic cu microclin, biotit, sillimanit, Socola. 1 280 m.

fără ca structura rocii să evidenţieze un proces de substituţie. În mai multe secţiuni cristalele de microclin şi de oligoclaz sînt în domenii separate, rezultînd impresia unui contact între gnaise cu microclin şi gnaise cu oligoclaz.

Granitele gnaisice sînt roci albe interceptate la nivelele 1 158 m, 1 182 m, 1 214—1 234 m, 1 278—1 280 m şi 1 305—1 316 m (fig. 5).

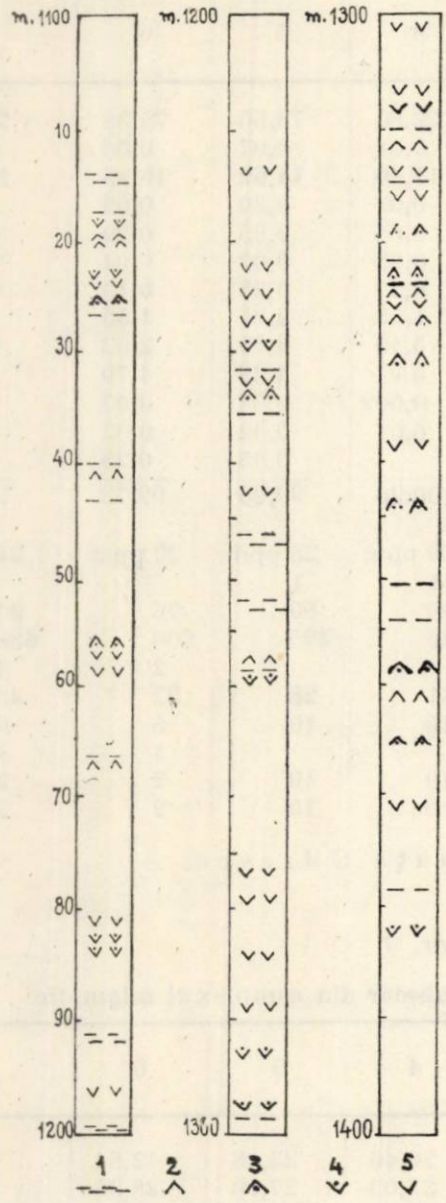


Fig. 5. — Coloana complexului migmatic de la Iaşi.

1, Paragnaise oligoclazice cu biotit; *2*, leucognaise oligoclazice; *3*, leucognaise oligoclazice microclinizate; *4*, gnaise cu microclin şi oligoclaz; *5*, granite gnaisice.

În faciesurile pegmatitice cristalele ating mai mulţi centimetri. Cristale de biotit largi formează rare fişii în masa pegmatitelor sau în salbanda filoanelor. În unele părţi se găsesc roiuri sau şiraguri de cristale de almandin, avînd pînă la un centimetru în diametru.

Granitele gnaisice sînt practic lipsite de biotit şi conţin pînă la 20 % oligoclaz. Răspîndită este recristalizarea în agregate mărunte a microclinului în planele de zdrobire ce traversează cristalele largi de microclin. Aceste fişii se regăsesc şi în plagioclaz unde se asociază şi albit. În

aceste agregate mărunte sînt prezente uneori și lamele de muscovit (pl. IV, fig. 13).

În cristalele de microclin se deosebesc două generații de albit. În proporție neînsemnată se găsesc baghete fine și regulate; albitul se găsește în proporție mai mare în lamele cu structura în flăcări și în fire îndoite, respectînd pe intervale mai mari anumite direcții (pl. IV, fig. 14, 15, 16; pl. V., fig. 17). Aceste elemente sînt strict localizate în cristalele de microclin și de regulă nici nu ating limita acestora. La nivelul secțiunii, cristalele învecinate pot fi sărace în albit. Au fost observate în asociație și două soiuri de lamele, unele cu contururi rectilinii, regulate, altele cu margini zdrențuite în formă de ferăstrău, cu întreruperi și dezvoltări locale neregulate. Aceste particularități ne-au condus să considerăm că albitul provine din feldspatul alcalin prin mobilizare și redistribuirea locală a albitului. Majoritatea cristalelor de plagioclaz sînt indemne, slab sericitizate. Se observă uneori coroziuni marginale prin microclin practic lipsit de albit și care ar reprezenta o generație mai tînără, metasomatică, asociată sau nu cu microclinul postcinematic.

Ultima neoformație, în cristale mărunte sau în lame largi este de muscovit (pl. V, fig. 18). Cristalele înglobează părți din cristalele de cuarț sau de microclin în care se dezvoltă; au fost observate și concreșteri cu cuarț vermiform.

Gnaisele cu microclin sînt intim asociate cu gnaise oligoclazice leucocrate, în care se observă intensa dezvoltare a microclinului metasomatic. Substituția plagioclazului prin microclin se întîlnește sub forme și în stadii variate (fig. 6). Un prim aspect al substituției îl constituie concreșterile antipertitice. Unele sînt caracterizate prin abundența granulelor de microclin mărginite de fețe paralele cu fața (010) a cristalelor de plagioclaz. În alte cazuri, incluziunile de microclin au forme ameboidale, sînt răz-

Fig. 6. — Gnais oligoclazic. Iași, Nicolina. Substituția oligoclazului (negru) prin microclin; × 30.

lețe, cîteodată aliniate sau se găsesc în vecinătatea cristalelor de microclin care corodează la margine gazda lor plagioclazică (pl. V, fig. 19). În unele cazuri substituția are caracter net dirijat, iar plagioclazul rămîne ca relict sub formă de lame cu orientare comună (pl. V, fig. 20). S-a observat și substituția plagioclazului luînd forma concreșterii pertitice, cu mare densitate de resturi filiforme de plagioclaz. Sînt observații care, înseriate, permit să considerăm că unele dintre concreșterile pertitice sînt de fapt relicte ale unui proces avansat de metasomatoză potasică. S-au observat

și cazuri mai complexe în care substituția parțială a unor largi cristale de plagioclaz este urmată de formarea unei rețele albitice mai fine. Acestor transformări le urmează cataclaza intensă urmată de recristalizarea microclinului în zonele de zdrobire, realizîndu-se structura blastoporfiroclastică.

În paragnaisele biotitice apariția metasomatică a microclinului este excepțională ; în aceste cazuri asociația se completează cu prezența muscovitului, concrescut în parte cu vermiculi de cuarț. În schimb, în aceste roci albitizarea plagioclazului este un fenomen răspîndit. Albitul formează mai ales o zonă centrală neregulată a cristalelor de plagioclaz, cu abundente apofize după direcția planelor de maclă albit. Albitul se regăsește uneori numai sub această din urmă formă, în lame fine după planele de maclă, sudate în partea centrală a gazdei (pl. III, fig. 12).

În gnaisele leucocrate microclinizate, astfel de concrețeri nu sînt întîlnite, în schimb se observă franjuri albitice în jurul incluziunilor de plagioclaz în microclin.

Ținînd seama de ansamblul observațiilor, ajungem la concluzia că slaba albitizare generală a paragnaiselor cu biotit nu poate fi corelată cu transformările avansate din gnaisele microclinizate, ci este un fenomen mai tîrziu, posibil mult mai tîrziu.

CONSIDERAȚII PETROGENETICE

De la bun început trebuie făcută distincție între gnaisele de Bătrînești și Todireni de o parte și gnaisele complexului migmatic de la Iași pe de alta. Gnaisele de la Iași sînt de regulă șistoase și au compoziția obișnuită a metamorfitelor comune derivate din grauwacke. Conținuturile în stronțiu și bariu se înscriu în limite apropiate pentru toți termenii complexului :

	Sr ppm	*Ba* ppm
paragnaise cu biotit	86	100 —200
gnaise oligoclazice microclinizate	88	395
gnaise cu microclin	56 —153	140 —420

Gnaisele de Bătrînești și Todireni sînt masive, au compoziția dioritelor cuarțifere, respectiv a monzodioritelor cuarțifere, și un conținut excepțional de ridicat în Sr și Ba :

	Sr ppm	*Ba* ppm
gnais de Bătrînești	800	1 250
gnais de Todireni	738 —1 175	3 500—8 000
pegmatit, Bătrînești	950 —1 050	3 000 —3 100

similar cu a unor conținuturi din granitele și gnaisele precambriene din Norvegia.

În plus, compoziția lor chimică sugerează un proces de diferențiere. Ținînd seama de granulația largă a gnaisului de Todireni, s-a calculat media celor patru analize, cu scopul de a obține o mărime reprezentativă pentru acest corp ; pentru K_2O al primei analize s-a luat în calcul valoarea corectată (tabelul nr. 5). Valoarea medie se corelează bine cu compoziția

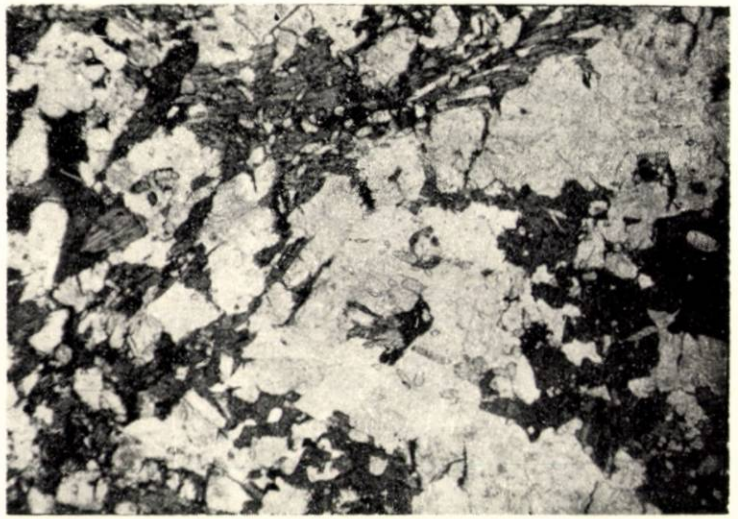


Fig. 1. — Gnais de Bătrînești. Lumină naturală; 13 ×.

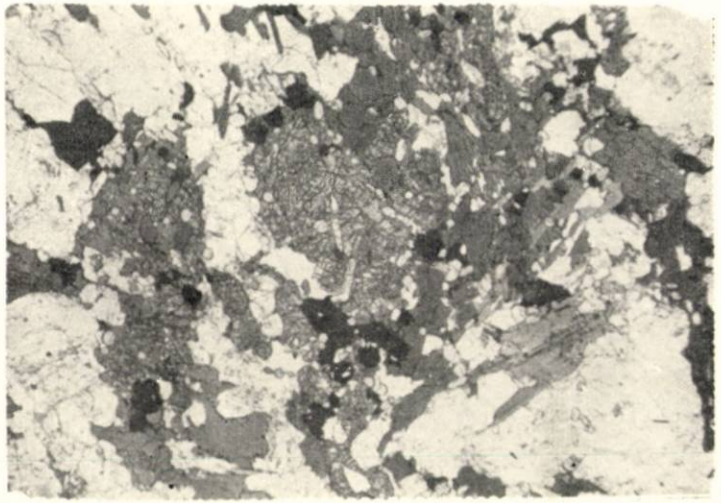


Fig 2. — Gnais de Bătrînești cu biotit, hornblendă și diopsid. Lumină naturală; 13 ×

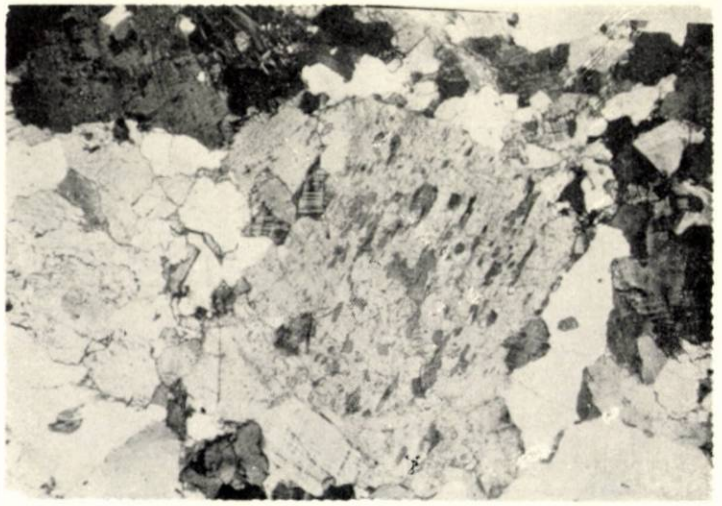


Fig 3. — Gnais de Bătrînești. Substituția plagioclazului prin microclin. N+; 12 ×.

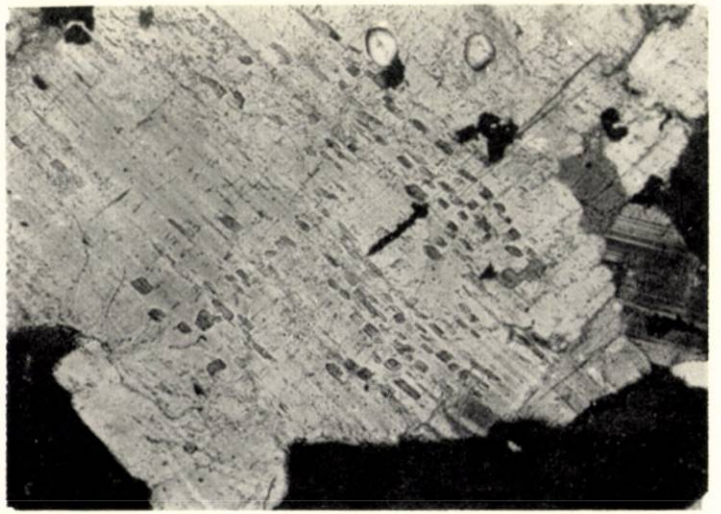


Fig. 4. — Gnais de Bătrînești. Antipertit. N+; 12 ×.

PLANȘA I

Fig. 5. — Gnais de Bătrînești. Cristale de plagioclaz substituite de microclin. N+ ; 12 ×.

Fig. 6 — Pegmatit. Bătrînești. Microclin. N+ ; 30 ×.

Fig 7. — Pegmatit. Bătrînești Microclinpertit N+ ; 30 ×.

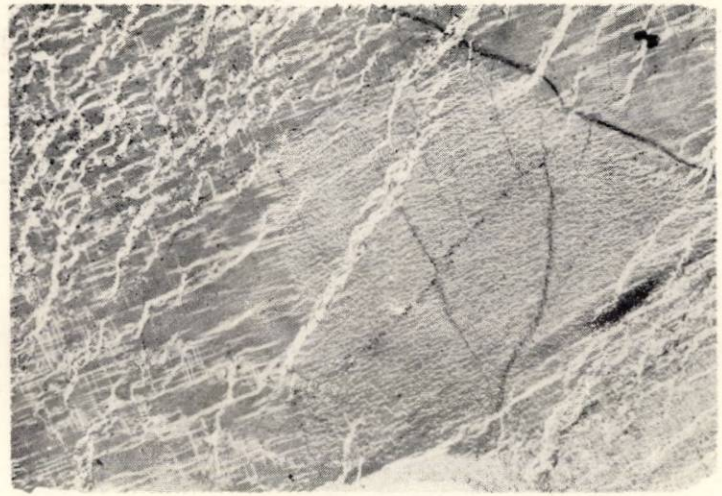


Fig 8. — Pegmatit. Bătrînești. Două generații de albit în pertit. N+ ; 30 ×.

PLANȘA II

Fig. 9. — Gnais cu sillimanit. Iași, Nicolina. N+ ; 13 ×.

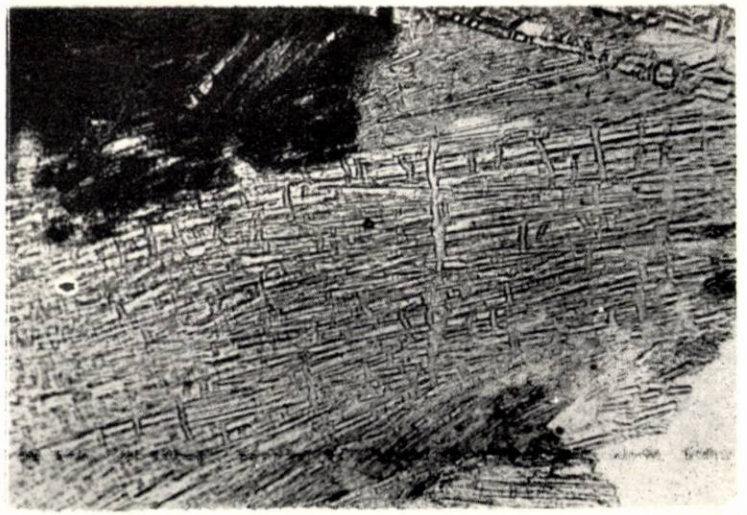


Fig. 10. — Gnais cu sillimanit. Iași, Nicolina. Sericitizarea incipientă a sillimanitului. N + ; 65 ×.

Fig. 11 — Paragnais oligoclazic cu biotit. Iași, Socola. Albitizarea plagioclazului. N+ ; 30 ×.

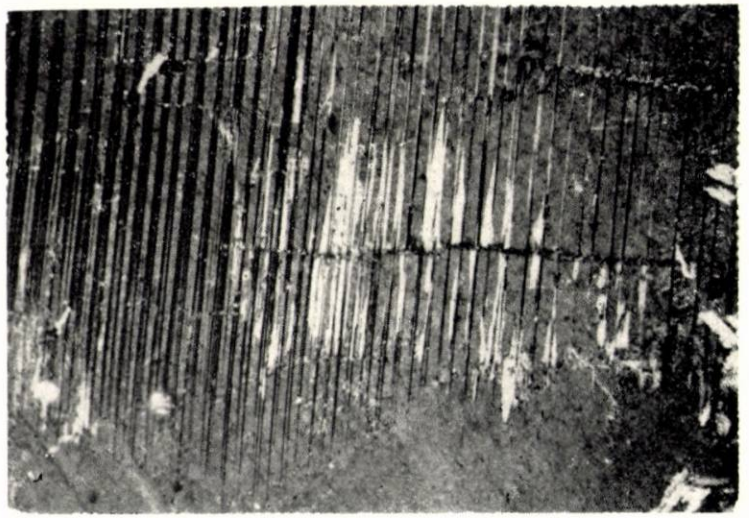


Fig 12. — Paragnais oligoclazic. Iași, Socola. Albitizarea plagioclazului controlată de planele (010) ; *alb*-albit. N+ ; 30 ×.

PLANȘA III

Fig. 13. — Granit gnaisic. Iași, Socola. Oligoclaz cu zone recristalizate, microclin, albit și muscovit. N+ ; 30 ×.

Fig. 14. — Granit gnaisic. Iași, Socola. Microclinpertit. N+ ; 65 ×.

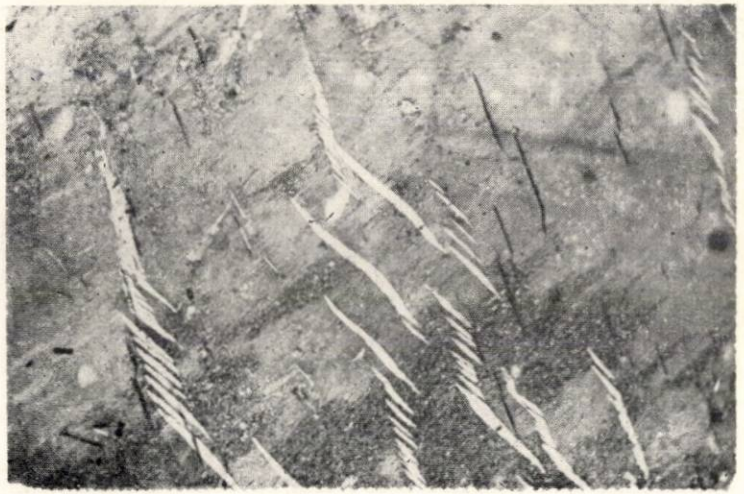


Fig. 15. — Granit gnaisic. Iași, Socola. Microclinpertit. N+ ; 65 ×.

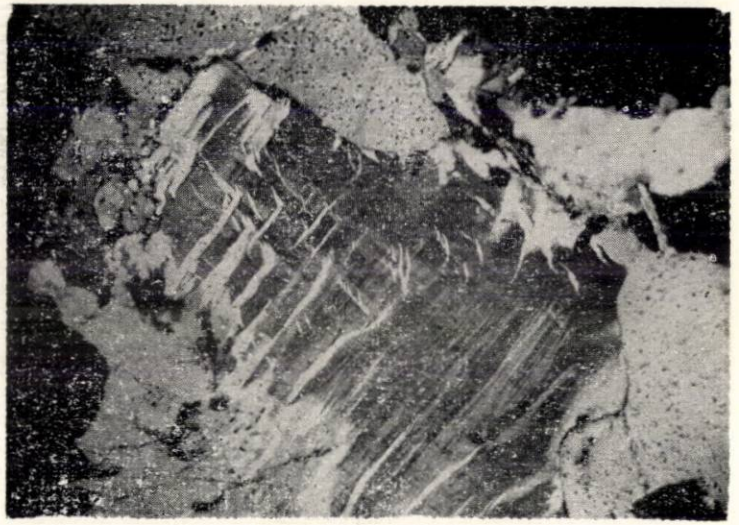


Fig. 16. — Granit gnaisic. Iași, Socola. N+ ; 65 ×.

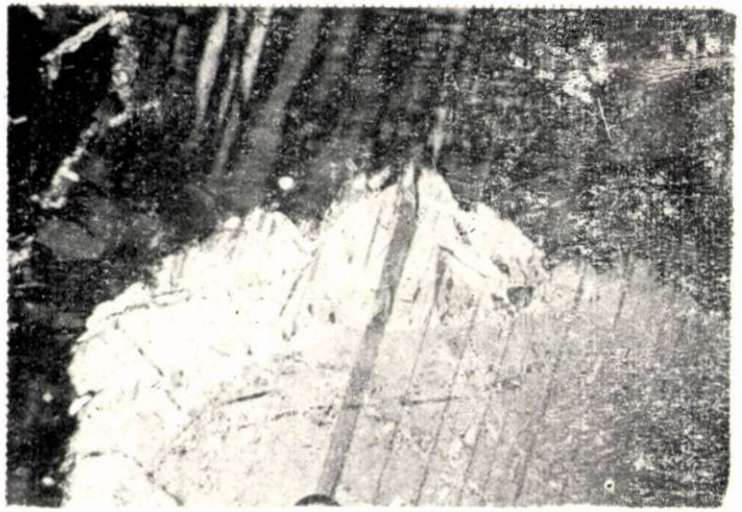


Fig. 17. — Granit gnaisic. Iași, Socola. Albitizare marginală a plagioclazului la contactul cu microclin. N+ ; 30 ×.

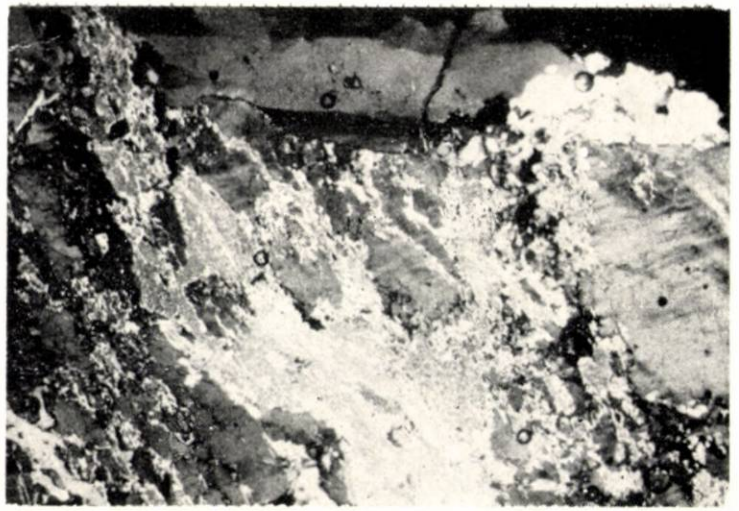


Fig. 18. — Granit gnaisic. Iași, Socola. Microclin înlocuit de muscovit. N+ ; 24 ×.

Fig. 19. — Gnais oligoclazic. Iași, Socola. Oligoclaz substituit de microclin. N+ ; 30 ×.

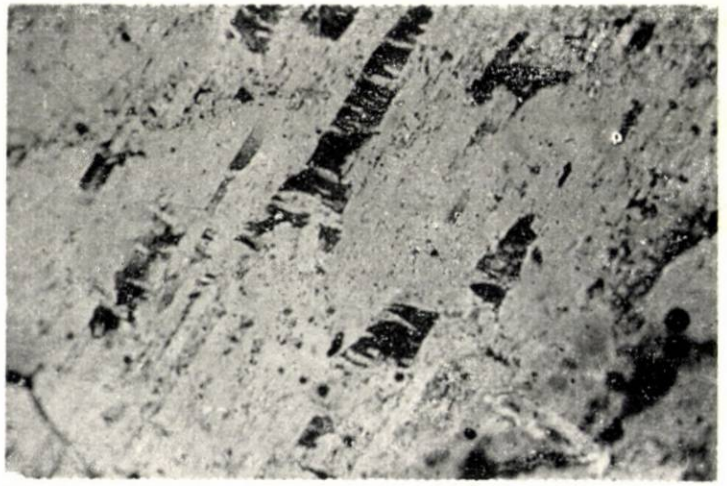


Fig. 20. — Gnais oligoclazic. Iași, Socola. Resturi lamelare de plagioclaz în microclinul concrețiilor antipertitice. N+ ; 30 ×.

Fig. 21. — Gnais oligoclazic. Iași, Nicolina. Plagioclaz substituit de microclin (cenușiu închis). N+ ; 30 ×.

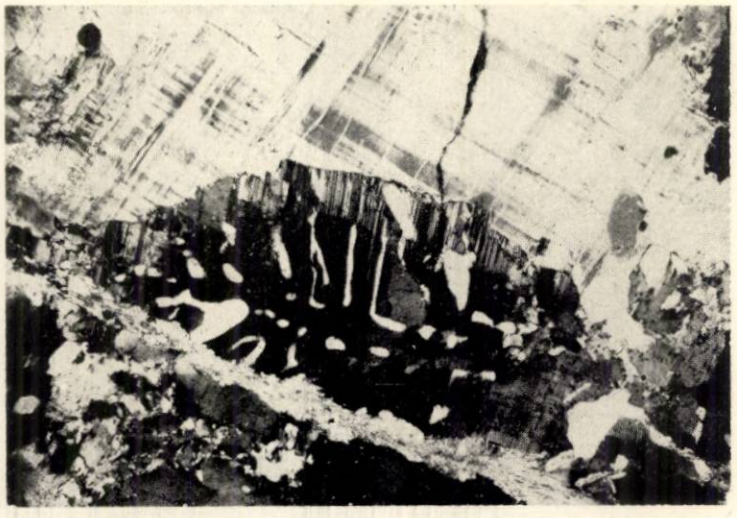


Fig. 22. — Gnais cu oligoclaz și microclin. Iași, Socola. Albitizarea marginală a plagioclazului în concreștere myrmekitică (zona albitică este maclată). N+ ; 30 ×.

gnaisului de Bătrînești și cu aceea a pegmatitelor asociate (fig. 7). Este de observat că vîrsta determinată a pegmatitelor fiind sensibil mai mică decît a gnaiselor, aceste concluzii trebuie privite cu prudență.

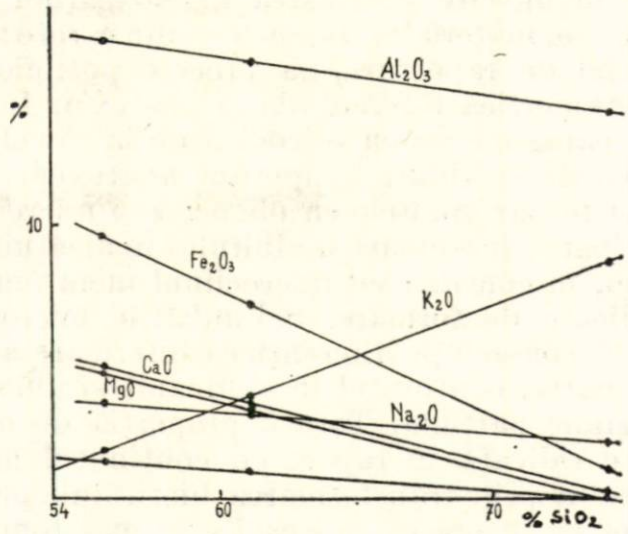


Fig. 7. — Diagrama de variație a ortogaiselor. Gnais de Bătrînești, gnais de Todireni, pegmatit de Bătrînești.

Complexul migmatic. Gnaisele migmatice arată asociația paragnaiselor oligoclazice cu biotit, a paragnaiselor oligoclazice, a gnaiselor oligoclazice cu microclin și a granitelor gnaisice.

Paragnaisele oligoclazice cu biotit sînt șistoase, rar masive arată uneori textură rubanată. Intercalațiile de granite gnaisice au deseori factură pegmatitică; la marginea lor se observă pachete de biotit larg cristalizat. Fîșii și dîre de cristale de biotit se regăsesc ocazional în masa pegmatitelor. Cristale de almandin pînă la 5—6 mm diametru se dispun uneori în roiuri. Limitele urmăresc de regulă șistozitatea paragnaiselor, dar local întreg ansamblul este deformat.

Granitele gnaisice se învecinează de regulă direct cu gnaise oligoclazice leucocrate în care, așa cum s-a arătat, substituția plagioclazului prin microclin este foarte răspîndită. S-ar putea considera că înseși granitele gnaisice ar reprezenta produsul final al metasomatozei gnaiselor oligoclazice. Socotim că o atare concluzie nu este îndreptățită, deoarece textura granitelor gnaisice este masivă, iar plagioclazul se găsește sub formă de cristale necorodate, lipsite de concreșteri antipertitice, chiar în contact nemijlocit cu cristale de microclinpertit.

Frecvența cu care, de-a lungul coloanei, gnaisele cu oligoclaz sînt în contact cu granite gnaisice, precum și raritatea metasomatozei potasice în paragnaisele cu oligoclaz și biotit ar putea reflecta o corelare genetică. În una din secțiuni s-a observat în gnaise cu textură rubanată succesiunea: paragnais oligoclazic cu biotit → paragnais leucocrat oligoclazic → gnais cu microclin → paragnais leucocrat oligoclazic → paragnais oligoclazic cu biotit; această dispoziție ar putea fi materializarea unei astfel de corelări. Asociația în unele secțiuni a gnaiselor oligoclazice și a gnaiselor cu microclin, respectiv granite gnaisice, ar corespunde unei situații similare, cu dezvoltarea mai largă a granitelor gnaisice.

Asociația ar putea fi datorită unei injecții tîrzii de granite care ar fi astfel agentul microclinizării gnaiselor oligoclazice, situație similară

aceleia descrisă în gnaisul de Bătrîneşti. Dacă ţinem seama însă şi de existenţa gnaiselor cu oligoclaz şi microclin, cu structură granoblastică şi proporţie variabilă de microclin, întrevedem şi posibilitatea unui proces de mobilizare progresivă a feldspaţilor în pachetele de paragnaise. Din păcate, materialul fragmentar din carote nu permite să urmărim de aproape astfel de raporturi. Ca procese posibile sînt de considerat mobilizarea metamorfică diferenţială şi anatexia. În condiţiile rarităţii microclinului în paragnaisele cu oligoclaz de la Socola şi Nicolina prima ipoteză este greu de susţinut. În ipoteza anatexiei, gnaisele oligoclazice ar apare ca restite, iar gnaisele cu oligoclaz şi microclin ca termeni de tranziţie. Participarea însemnată a albitului în alcătuirea microclinului din toate aceste roci, în contrast cu microclinul metasomatic, ar corespunde temperaturii ridicate de formare. Schimbările microstructurale în granitele gnaisice ar fi consecinţa diferenţierii ulterioare a lichidului pegmatitic. Cel puţin în parte, conţinutul în sillimanit şi almandin ar fi datorit procesului de fuziune parţială. Totuşi, proporţia de microclin în complexul migmatic este ridicată în raport cu conţinutul în sillimanit şi almandin care ar rezulta prin transformarea biotitului, principala sursă de potasiu. Acest fapt ar sugera că procesul este mai complex, implicînd şi migraţia metatectului de-a lungul zonelor de fuziune.

În concluzie, varietatea situaţiilor întîlnite în complexul migmatic este greu de interpretat prin un singur proces genetic. Este probabil că evoluţia acestor terenuri s-a desăvîrşit în mai multe etape : diferenţiere metamorfică, anatexie in situ, intruziuni din nivele mai adînci de care ar fi legată şi metasomatoza potasică.

Formaţiuni similare se regăsesc şi în coloana de la Todireni cu gnaise plagioclazice microclinizate asociate cu granite şi pegmatite. Anclavele de corneene cu andaluzit invederează bine în acest caz existenţa injecţiilor tardive de granite.

LE SOUBASSEMENT CRISTALLIN DE LA PLATE-FORME MOLDAVE

RÉSUMÉ

Les forages de Bătrînești, Todireni et Iași, au nord-est de la Moldavie, ont pénétré dans des terrains cristallins très anciens, en continuation des formations du Bouclier d'Ukraine.

A Bătrînești, on a rencontré des gneiss massifs quartz-dioritiques à biotite ou bien à biotite, hornblende et diopside, traversés par des filons de pegmatite feldspatique. Les gneiss à biotite présentent des faciès largement cristallisés à orthose. Près des filons, les gneiss s'enrichissent en microcline métasomatique. Les filons de pegmatite englobent et digèrent des fragments de gneiss ; deux générations d'albite peuvent être distinguées. La triclinisation des feldspaths ainsi que la formation abondante de la myrmékite complète la suite des transformations, clôturée par une légère cataclase.

Le gneiss de Todireni, à texture quassi massive, est caractérisé par de grandes fenoblastes d'orthose avec commençement de triclinisation,

ce qui entraîne une diversification structurale. La matrice ressemble d'une façon saisissante au gneiss de Bătrînești. L'alanite est fréquente. Des variations physiographiques marquées sont dues au changement de granulation, à la cataclase très poussée dans certaines zones, à l'altération hydrothermale. Ce gneiss a la composition des monzodiorites quartzifères.

L'un des forages de Iași, a pénétré profondément dans les terrains cristallins. Il s'agit de gneiss oligoclassiques à biotite, schisteux, parfois à sillimanite ; cette dernière est souvent séricitisée tout en conservant la structure originelle. Des variations physiographiques sont dues à la participation changeante de la biotite.

Les paragneiss montrent des intercalations de leucogneiss à oligoclase, plus largement cristallisés, parfois à sillimanite. En association intime avec ceux-çi se trouvent des granites gneissiques au voisinage desquels les gneiss à oligoclase subissent des transformations remarquables par développement de microcline ; il s'agit des concroissances antiperthitiques ou bien des grains à contour irrégulier corrodant les cristaux d'oligoclase. Parfois, au cours de la substitution des plagioclases par le microcline, les relictes de plagioclase se présentent en lamelles d'albite à orientation commune, ce qui permet de penser que certains perthites pourraient dériver par substitution des plagioclases.

On est arrivé à la conclusion que les gneiss de Bătrînești et de Todireni sont des orthogneiss apparentés, conclusion appuyée par les relations pétrochimiques. Ces roches ont une teneur très élevée en Ba et Sr, en contraste avec tous les schites cristallins de Iași. Ces derniers forment un complexe migmatique dont la genèse ne saurait être expliquée d'une façon satisfaisante que par une suite d'événements. On pense que des mobilisations in situ, d'origine métamorphique et anatectique, ont été suivies par des venues de granite provenant des niveaux plus profonds ; c'est en relation avec ceux-çi qu'a eu lieu la métasomatose potassique des gneiss à oligoclase, dont les délicates structures n'ont pas été affectées par la blastèse syncinématique.

Des formations similaires, granites et leucogneiss à sillimanite microclinisés, se trouvent à la partie inférieure de la colonne de Todireni. On y trouve en plus des enclaves de cornéennes à andalousite qui témoignent de l'existence d'un épisode magmatique tardif.

BIBLIOGRAFIE

Ianovici V., Giușcă D. (1961), *New data on the crystalline basement of the Moldavian Plateau and Dobrudja*, Rev. roum. Géol. Géophys., Géogr., Série de Géologie, **5**, *1*, 95—100.

Giușcă D., Ianovici V., Mînzatu Silvia, Soroiu M., Tănăsescu A. Ioncică Magdalena (1967) *Asupra virstei absolute a formațiunilor cristaline din vorlandul carpatic*, St. cerc., geol., geofiz., geogr., Seria de geologie, **12**, *2*, 287—296.

Giușcă D., Savu H., Bercia I., Krautner H. G. (1969), *Sequence of the tectono-magmatic prealpine cycles on the territory of Romania*, Acta Geol. Acad. Sc. Hung., **13**.

Marmo V., (1969), *The granite problem*, Elsevier, Amsterdam.

Mehnert K. R. (1968), *Migmatites and the origin of granitic rocks*- Elsevier, Amsterdam.

Winkler H. G. P. (1965), *Die Genese der metamorphen Gesteine*, Springer, Berlin.

* * * *Geohronologia Dokembria Ukraini* (1965), Kiev.

Primit în redacție la 5 noiembrie 1973

Academia Republicii Socialiste România,
Institutul de geologie și geofizică

CONTRIBUȚII LA STUDIUL AMFIBOLILOR DIN CRISTALINUL GETIC

DE

LAZĂR PAVELESCU

În cadrul cristalinului getic, constituit preponderent din șisturi cristaline metamorfozate în condițiile faciesului almandin-amfibolitic, reprezentate prin variate tipuri de micașisturi și paragnaise, se întîlnesc numeroase intercalații de roci amfibolice, care s-au format pe seama unor depozite sedimentare, vulcano-sedimentare sau chiar roci eruptive de natură gabbroică sau dioritică.

În partea mediană și de sud a Munților Sebeș, ca și în Munții Cimpii se întîlnesc o serie de corpuri, lentile, fîșii, strate, de roci amfibolice, cum sînt cele de pe valea Sebeșului, valea Pietrosului, Poiana Diței, culmea Mlăcile, valea Răscoala etc. din Munții Sebeș, sau cele de pe pîrîul Gorganu, dealul Caprei, valea Sterminosului, culmea Muncelul Cimpii, muntele Cibanu, dealul Fometescu, culmea Coricea, etc. din Munții Cimpii.

În compoziția mineralogică a amfibolitelor, șisturilor amfibolice sau a gnaiselor amfibolice, participă : amfiboli (5 —75 %), plagioclazi (15 — 60 %), cuarț (0 —25 %), biotit (0 —10 %), epidot (0 —2 %) granați (0 —6 %), apoi titanit, ilmenit, apatit, rutil, magnetit (0,5 —3 %) și clorit, sericit, calcit (1 —2 %) etc.

Structura rocilor este granoblastică-nematoblastică, iar textura șistoasă-rubanată.

Plagioclazii se prezintă, de regulă, sub formă de xenoblaste și conțin între 18 și 45 % An.

Amfibolii apar sub formă de cristale prismatice alungite, de regulă, mărunte de 0,3 —1 mm, dar uneori chiar de 4 cm lungime. Fețele terminale lipsesc, iar cele de prismă sînt adeseori corodate de plagioclazi sau de celelalte componente. Uneori, cristalele de amfiboli, mai dezvoltate, formează împreună cu plagioclazii concreșteri poikilitice. Frecvent, cristalele de hornblendă brună prezintă învelișuri de hornblendă verde albăstruie. Hornblenda trece, de regulă, prin fascicularizare în tremolit sau actinot, iar de-a lungul clivajelor se întîlnesc plaje de biotit sau de clorit. Sub formă de incluziuni conține : titanit, ilmenit, biotit, epidot, rutil, magnetit, apatit, plagioclazi, cuarț și calcit.

În metadiorite, metagabbrouri și metahornblendite, amfibolii sînt predominați (40 —75 %). Alături de amfiboli mai apar cristale idiomorfe de plagioclazi (25 —52 % An), între 15 și 25 %, biotit, granați, titanit, epidot-zoizit, prehnit, ilmenit, magnetit, cuarț etc. Aceste roci s-au format fie pe seama unor complexe eruptive, fie sedimentare care au suferit procese de metamorfism regional și de metasomatism.

Absența, uneori totală, în unele amfibolite sau șisturi amfibolice a saussuritului, confirmată de independența albitului, în raport cu granulele de epidot și zoizit, arată că aceste roci au fost lipsite de plagioclazi înain-

ST CERC. GEOL.. GEOFIZ.. GEOGR.. GEOLOGIE. T. 19, P. 31—42. BUCUREȘTI, 1974

tea proceselor de metasomatism. Această constatare ne îndreptăţeşte, în plus, să considerăm că unele roci sînt de origine sedimentară. În cele mai multe însă predomină mineralele de neoformaţie, care ne împiedică să ne dăm seama de existenţa unei parageneze mai vechi, cu plagioclazi mai bazici. Dacă, însă, luăm în considerare cantitatea mare de saussurit, în unele roci trebuie să admitem că acestea provin din transformarea unor gabbrouri sau diorite.

Studiul paragenetic şi de corelaţie a scos în evidenţă că aceste roci au fost metamorfozate în condiţiile faciesului amfibolitelor cu almandin şi au suferit, începînd din preassyntic şi pînă în hercinic, o serie de procese metamorfice. Unele din aceste procese sînt legate de metamorfismul dinamo-termic regional, a cărui intensitate a scăzut mereu, provocînd prin recrudescenţă şi unele forme de retromorfism, iar altele, legate de metasomatoză regională, între care cea sodică, au avut un rol important.

Paragenezele observate în rocile studiate sînt următoarele:

1) hornblendă + oligoclaz (andezin) + epidot (almandin + biotit + cuarţ);

2) hornblendă + oligoclaz (andezin) + epidot (zoizit + biotit + + cuarţ);

3) hornblendă + andezin + almandin;

4) hornblendă + oligoclaz + epidot + tremolit.

În toate aceste roci valoarea raportului $\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O}$ oscilează în jurul valorii 0,22. În tipurile de roci amfibolice mai bogate în zoizit, el este de 0,21, iar în gnaisele amfibolice de 0,23. În mod cu totul excepţional au fost întîlnite şi roci la care valoarea ajunge pînă la 0,5. În amfibolitele de pe Valea Boului (cristalinul autohtonului din Munţii Vîlcan) valoarea raportului acesta este de 0,41. Aceste rapoarte scot în evidenţă natura rocilor originale, în egală măsură grauwacke sau roci eruptive cu chimism bazaltic sau andezitic (fig. 1).

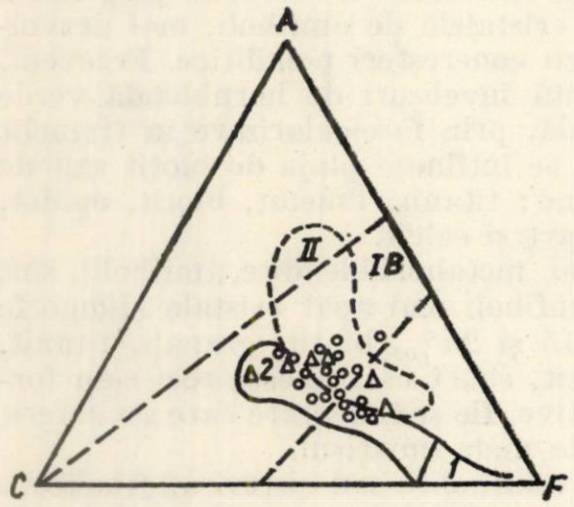


Fig. 1. — Proiecţia rocilor amfibolice în triunghiul ACF: Δ roci amfibolice din seria de Drăgşan, orizontul inferior al complexului (complexul amfibolitic); O roci amfibolice din seria de Sebeş — Lotru.

Pentru caracterizarea amfibolilor din aceste roci, s-au determinat refringenţa, unghiul axelor optice, unghiurile de extincţie, unghiurile dintre feţe şi s-au executat 15 analize chimice.

Pentru analize chimice au fost selecționate 14 probe din șisturile cristaline ale seriei Sebeș-Lotru și una din cele ale seriei de Drăgșan (complexul amfibolitelor).

Culoarea cristalelor studiate variază de la tipuri verzi deschise, pentru cele sărace în fier, pînă la cele colorate în nuanțe verzi sau brun închise, ferifere. De regulă, cristalele au habitus prismatic, fiind alungite după axul vertical. Dimensiunile lor variază de la 0,2 —0,60 mm la 0,5 mm —4 cm.

Au fost observate, numeroase fețe și s-au măsurat următoarele unghiuri:

— forme observate (001), (210), (110), (10$\bar{1}$), (100), (010), (130), ($\bar{1}$01), (00$\bar{1}$) și (031);

— valori măsurate (110), (100) = 152°9′; (110) (010) = 117°35′ (110) (210) = 166°72′; (001) ($\bar{1}$01) = 149°14′; (100) ($\bar{1}$01) = 104°62′; (011) (010) = 105°41′; (031) (010) = 130°18′; (001) (210) = 105°31′; (001) (110) = 104°6′. Cristalele studiate prezintă un clivaj foarte bun după (110) și uneori macle polisintetice după (100).

În ceea ce privește refringența (fig. 2) menționăm următoarele valori: $n\alpha = 1.604 - 1.675$; $n\beta = 1.622 - 1.691$ și $n\gamma = 1.633 - 1.701$

Aceste valori corespund, de fapt, unei hornblende tschermarkitice, cu tendință spre tipuri tremolitice și pargasitice sau chiar edenitice.

Din cele 54 de cristale studiate, 61 % (33 de cristale) au $n\alpha$ cuprins între 1.619 și 1.650; $n\beta$ între 1.626 și 1.688 și $n\gamma$ între 1.641 și 1.700. Din acestea, 21 de cristale au $n\alpha = 1.629$, $n\beta = 1.642$ și $n\gamma = 1.653$.

Unghiurile de extincție (fig. 3) prezintă, de asemenea, un spectru foarte larg de valori: $c : n\gamma = 13 - 32°$.

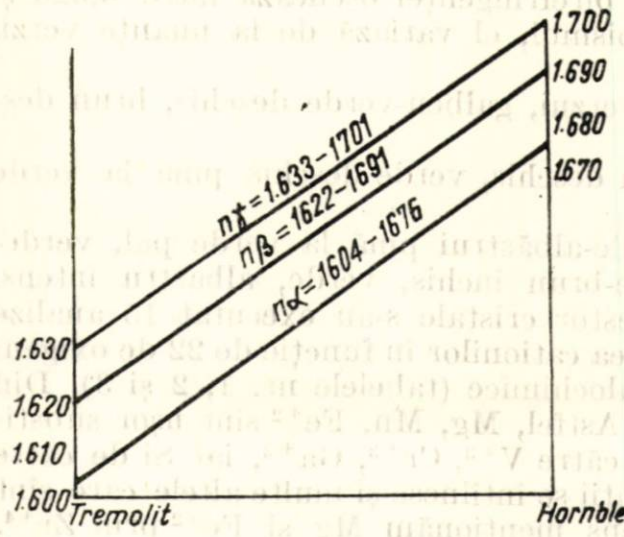


Fig. 2. — Variația indicilor de refracție.

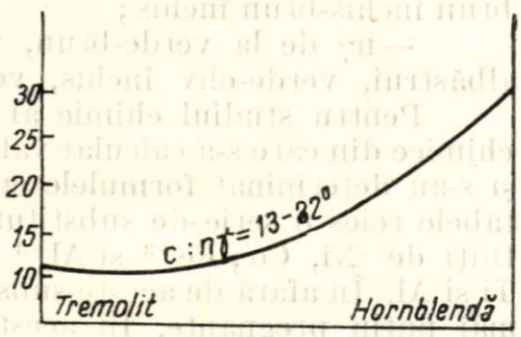


Fig. 3. — Curba de variație a unghiurilor de extincție.

Pentru cristalele provenite din metadiorite și metagabbrouri unghiul de extincție oscilează între 15 și 24°, pentru cele provenite din amfibolite este de 21°, iar pentru cele din șisturi amfibolice între 17 și 23°. Numai în unele hornblendite s-au întîlnit cristale cu $c : n\gamma = 32°$. Valorile sub 15° au fost întîlnite la varietățile mai tremolitice. Statistic, se constată că

din cele 54 de cristale studiate, în 39, c : nγ variază între 16 şi 26°, ceea ce corespunde varietăţilor tschermarkitice.

În ceea ce priveşte unghiul axelor optice se constată că acesta variază de la 51 la 95° (fig. 4).

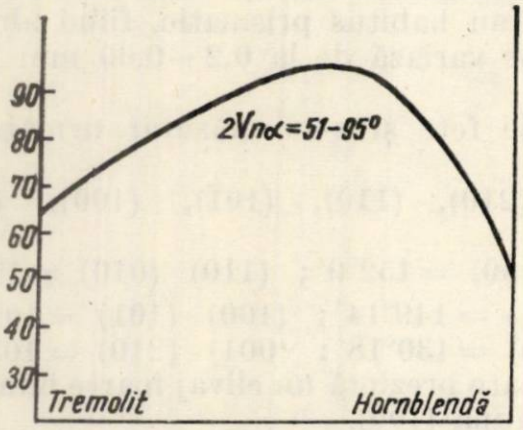


Fig. 4. — Curba de variaţie a unghiului axelor optice.

Amfibolii proveniţi din şisturile amfibolice au 2 Vnα cuprins între 60 şi 83°, cele din hornblendite între 68 şi 84°, cele din gnaise amfibolice şi metadiorite între 66 şi 80°, iar cele din amfibolite între 66 şi 77°. Numai pentru tipurile pargasitice se atinge 95°.

Din figurile 3 şi 4, după cum am menţionat mai sus, reiese că amfibolii studiaţi prezintă o tendinţă net tschermarkitică, cu unghiuri de extincţie ce variază între 16 şi 26°, iar $2Vn\alpha = 68 - 84°$ sau tendinţă tremolitică cu unghiuri de extincţie $c : n\gamma = 11 - 21°$ şi $2Vn\alpha = 65 - 86°$.

Amfibolii din şisturile amfibolice de pe Valea Boului corespund unui tip pargasitic ale căror unghiuri de extincţie c : nγ variază între 19 şi 28° şi 2Vnα între 70 şi 97°. Valoarea birefringenţei oscilează între 0,026 şi 0,029. În ceea ce priveşte pleocroismul, el variază de la nuanţe verzi, la cele brune :

— nα de la incolor, galben-verzui, galben-verde deschis, brun deschis pînă la galben-brun deschis ;

— nβ de la verde-brun, brun deschis, verde deschis pînă la verde brun închis-brun închis ;

— nγ de la verde-brun, verde-albăstrui pînă la verde pal, verde-albăstrui, verde-oliv închis, verde-brun închis, verde, albastru intens.

Pentru studiul chimic al acestor cristale s-au executat 15 analize chimice din care s-a calculat valoarea cationilor în funcţie de 22 de oxigeni şi s-au determinat formulele cristalochimice (tabelele nr. 1, 2 şi 3). Din tabele reies o serie de substituţii. Astfel, Mg, Mn, Fe^{+2} sînt uşor substituiţi de Ni, Co ; Fe^{+3} şi Al^{+3} de către V^{+3}, Cr^{+3}, Ga^{+3}, iar Si de către Ti şi Al. În afară de aceste substituţii se întîlnesc şi multe altele care sînt mai puţin pregnante. În acest sens menţionăm Mg şi Fe^{+2} prin Zr^{+4}, Ti^{+4}, Cr^{+3}, V^{+3}, Sc^{+3} sau Fe^{+3} şi Al^{+3} prin Ti^{+4} etc.

Amfibolii analizaţi, în marea majoritate (10 la număr) se plasează mai mult spre cîmpul tschermarkitic. Tendinţa aceasta se datoreşte faptului că sînt, în general, relativ mai săraci în alcali şi fier bivalent. Din tabelul nr. 2 reiese că fierul bivalent variază între 1,08 şi 1,64, iar alcalii între 0,30 şi 2,07. În cele din cîmpul tschermarkitic, fierul bivalent variază între 1,08 şi 1,64, în timp ce alcalii între 0,40 şi 0,65. Amfibolul 6 este

Tabelul nr. 1

Analize chimice

Oxizi \ Nr. pr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	44,34	44,33	45,20	43,40	44,15	40,80	45,33	44,25	45,10	46,20	45,60	43,85	44,60	46,30	45,80
TiO_2	2,00	2,75	2,34	2,30	2,70	4,64	1,58	1,92	1,02	1,95	3,54	2,14	1,28	0,44	0,30
Al_2O_3	13,49	12,40	10,31	11,30	10,75	11,65	10,70	10,18	9,46	10,79	9,70	11,20	1,133	14,70	10,42
Fe_2O_3	4,19	5,33	4,37	5,44	4,12	6,00	3,73	3,15	5,30	3,00	3,26	4,32	4,87	3,16	3,58
FeO	10,50	8,80	9,71	11,74	11,09	10,33	10,50	11,10	10,21	10,52	12,10	10,63	9,26	12,84	9,67
MnO	0,30	0,33	0,06	0,12	—	0,10	0,21	0,20	0,30	0,34	0,39	0,08	—	—	—
MgO	11,44	13,47	13,50	11,70	11,64	12,17	13,38	13,73	13,68	12,72	9,09	12,22	21,78	9,94	8,31
CaO	10,07	10,04	11,35	10,40	10,59	11,24	11,75	12,66	13,00	11,32	11,50	10,17	10,55	4,76	9,70
Na_2O	1,72	1,60	1,04	1,95	1,78	1,34	1,65	1,45	1,70	1,20	1,10	1,26	1,45	3,55	6,38
K_2O	0,58	0,15	0,65	0,40	0,91	0,20	0,30	0,80	0,70	0,85	1,35	0,87	0,72	0,86	0,66
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	0,19	—	—	0,09	0,42	0,06	0,09	0,40	1,04
H_2O	0,72	0,92	1,29	0,47	1,50	0,74	0,68	0,55	0,44	0,74	2,70	2,55	2,16	2,74	2,87
F	—	0,03	0,26	0,30	0,84	0,07	0,15	0,35	0,27	0,17	0,30	0,65	0,85	0,28	0,45

Elemente minore

Co	0,004	0,0039	0,001	0,002	0,001	0,0037	—	0,001	—	0,0017	—	0,001	—	0,001	0,006
Ni	0,007	0,01	0,002	0,003	0,002	0,006	—	0,002	—	0,004	—	0,002	—	0,004	0,055
Ga	0,0014	0,0014	—	—	—	0,0013	—	—	—	0,0005	—	0,001	—	0,0002	0,0016
Rb	0,001	0,005	—	0,003	—	0,004	0,002	—	—	0,003	—	0,001	0,0006	0,001	0,005
Sr	0,010	0,05	—	—	—	0,044	—	—	—	0,0009	—	0,0005	—	0,0008	0,055
Li	0,0003	0,0004	—	0,0002	—	0,0003	0,0002	—	—	0,0002	—	—	0,0001	0,0002	0,0006
Sc_2O_3	0,013	0,0033	—	—	0,001	0,0028	—	—	—	0,003	—	—	0,001	0,0025	0,020
ZrO_2	0,003	0,004	—	—	—	0,005	0,003	—	—	0,003	—	—	—	0,002	0,006
V_2O_3	0,15	0,16	0,001	—	0,002	0,14	—	0,001	—	0,025	—	0,001	—	0,005	0,25
Cr_2O_3	0,0060	0,0065	0,003	—	—	0,0062	—	0,002	—	0,0052	—	—	—	0,0042	0,44

Locul de recoltare a eşantioanelor: *1*, amfibolit, valea Pietrosului (Munţii Sebeş); *2*, hornblendit, Poiana Diţei (Munţii Sebeş); *3*, şist amfibolic, pîrîul Gorganu (Munţii Cîmpii); *4*, hornblendit culmea Mlăcile (Munţii Sebeş); *4*, metagabbrou, dealul Caprei (Munţii Cîmpii); *6*, gnais amfibolic migmatizat, valea Lolaia (Munţii Cîmpii); *7*, gnais amfibolic migmatizat, valea Sterminusu (Munţii Cîmpii); *8*, gnais amfibolic migmatizat, Muncelul Cîmpii (Munţii Cîmpii); *9*, gnais amfibolic migmatizat, valea Sebeşului (Munţii Sebeş); *10*, metadiorit, Muntele Cibanu (Munţii Cîmpii); *11*, metadiorit, Muntele Cibanu (Munţii Cîmpii); *12*, gnais amfibolic, Valea Frumoasă (Munţii Sebeş); *13*, amfibolit, dealul Fometescu (Munţii Cîmpii); *14*, şist amfibolic, valea Răscoala (Munţii Sebeş); *15*, şist amfibolic, Valea Boului (Munţii Vîlcan);

Tabelul
Valoarea

Cationi \ Nr. pr.	1	2	3	4	5	6	7
Ca	1,60	1,59	1,78	1,70	1,72	1,82	2,72
Na	0,49	0,46	0,29	0,57	0,53	0,38	0,44
K	0,10	0,03	0,11	0,08	0,17	0,04	0,05
Mg	2,33	2,96	2,94	2,65	2,62	3,65	2,84
Fe^{+2}	1,20	1,08	1,19	1,50	1,40	1,31	1,24
Fe^{+3}	0,62	0,56	0,45	0,60	0,44	0,64	0,38
Mn	0,03	0,04	0,01	0,14	—	0,01	0,02
Ti	0,22	0,30	0,26	0,26	0,30	0,53	0,17
Al	0,73	0,88	0,40	0,63	1,62	0,24	0,27
Si	6,38	6,55	6,62	6,61	7,70	6,17	6,48
Al	1,62	1,45	1,38	1,39	0,30	1,83	1,52
OH	0,46	0,16	0,81	0,76	0,10	0,48	0,41
F	—	0,01	0,12	0,14	0,40	0,03	0,06
P	—	—	—	—	—	—	0,02

cel mai apropiat de tipul tschermarkitic, iar cel de la nr. 14 este o hornblendă, care se apropie mai bine, de compoziţia teoretică. Amfibolul 15 este apropiat de tipul edenitic, eventual pargasitic, fiind cel mai bogat în sodiu. Amfibolii 5 şi 8 fiind mai săraci în alumină şi alcali corespund amfibolului tremolitic.

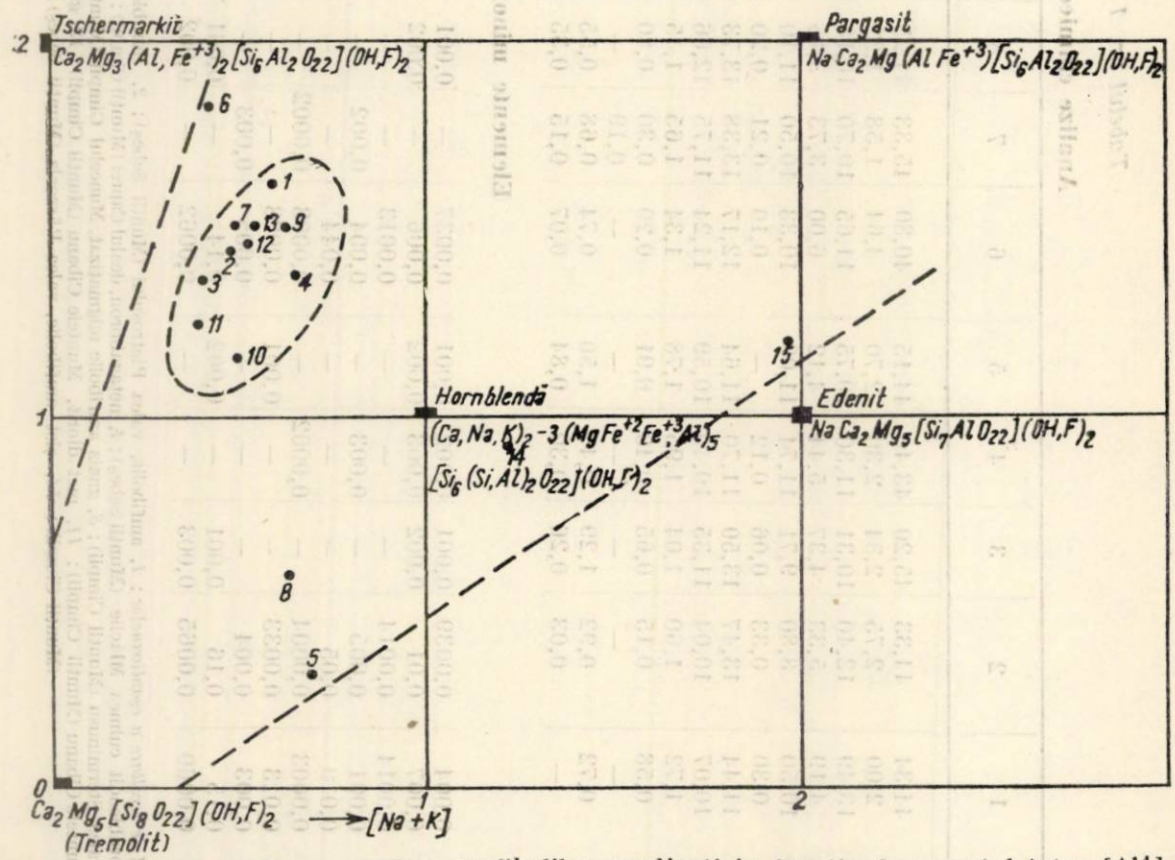


Fig. 5. — Diagrama de repartiţie a amfibolilor analizaţi în funcţie de raportul între [Al^4] şi [Na + K].

În general, din figura 5 reiese că amfibolii studiaţi sînt relativ, săraci în alcali, în schimb sînt bogaţi în alumină, cu excepţia amfibolilor 5

nr. 2

cationilor

8	9	10	11	12	13	14	15
2,28	2,06	1,80	1,82	1,62	1,65	0,77	1,53
0,47	0,49	0,34	0,13	0,36	0,41	1,05	1,84
0,17	0,13	0,16	0,26	0,16	0,13	0,17	0,13
3,34	3,00	2,81	1,90	2,71	2,77	2,26	1,84
1,56	1,34	1,30	1,50	1,32	1,13	1,64	1,20
0,37	0,55	0,31	0,35	0,45	0,39	0,33	0,38
0,03	0,03	0,04	0,05	0,01	—	—	—
0,24	0,11	0,21	0,39	—	0,14	0,05	0,03
1,45	0,14	0,04	0,44	0,50	0,43	1,69	0,62
7,44	6,49	6,86	6,75	6,54	6,49	7,05	6,80
0,56	1,51	1,14	1,25	1,46	1,51	0,95	1,20
0,39	0,28	0,46	1,71	1,63	1,35	1,79	1,83
0,18	0,13	0,02	0,01	0,03	0,04	0,05	0,02
—	—	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01	0,13

Tabelul nr. 3

Formule cristalochimice

1	$(Ca_{1.60}Na_{0.49}K_{0.10})_{2.19}\ (Mg_{2.33}Fe^{+2}_{1.20}Mn_{0.03}Fe^{+3}_{0.62}Ti_{0.22}Al_{0.73})_{5.13}\ [(Si_{6.38}Al_{1.62})_{8.00}\ O_{22}]\ (OH)_{0.46}$
2	$(Ca_{1.59}Na_{0.46}K_{0.03})_{2.08}\ (Mg_{2.96}Fe^{+2}_{1.08}Mn_{0.04}Fe^{+3}_{0.56}Ti_{0.30}\ Al_{0.88})_{5.82}\ [(Si_{6.55}Al_{1.45})_{8.00}O_{22}](OH_{0.16}F_{001})_{0.17}$
3	$(Ca_{1.78}Na_{0.29}K_{0.11})_{2.18}\ (Mg_{2.94}Fe^{+2}_{1.19}Mn_{0.01}Fe^{+3}_{0.45}Ti_{0.26}Al_{0.40})_{5.22}\ [(Si_{6.62}Al_{1.38})_{8.00}O_{22})](OH_{0.81}F_{0.12})_{0.93}$
4	$(Ca_{1.70}Na_{0.57}K_{0.08})_{2.35}\ (Mg_{2.65}Fe^{+2}_{1.50}Mn_{0.14}Fe^{+3}_{0.60}Ti_{0.26}Al_{0.63})_{5.78}\ [(Si_{6.61}Al_{1.39})_{8.00}O_{22}](OH_{0.76}F_{0.14})_{0.90}$
5	$(Ca_{1.72}Na_{0.53}K_{0.17})_{2.42}\ (Mg_{2.62}Fe^{+2}_{1.40}\ Fe^{+3}_{0.44}Ti_{0.30}Al_{1.62})_{6.38}\ [(Si_{7.70}Al_{0.30})_{8.00}O_{22}](OH_{0.10}F_{0.40})_{0.50}$
6	$(Ca_{1.82}Na_{0.38}K_{0.04})_{2.24}\ (Mg_{3.65}Fe^{+2}_{1.31}Mn_{0.08}Fe^{+3}_{0.61}Ti_{0.53}Al_{0.24})_{6.38}\ [(Si_{6.17}Al_{1.83})_{8.00}O_{22}](OH_{0.48}F_{0.03})_{0.51}$
7	$(Ca_{2.72}Na_{0.44}K_{0.05})_{3.31}\ (Mg_{2.84}Fe^{+2}_{1.24}Mn_{0.02}Fe^{+3}_{0.38}Ti_{0.17}Al_{0.27})_{4.92}[(Si_{6.48}Al_{1.52})_{8.00}O_{22}](OH_{0.41}F_{0.06}P_{0.02})_{0.49}$
8	$(Ca_{2.28}Na_{0.47}K_{0.17})_{2.92}\ (M\,g_{3.43}Fe^{+2}_{1.56}Mn_{0.03}Fe^{+3}_{0.37}Ti_{0.24}Al_{1.45})_{5.10}\ [(Si_{7.44}Al_{0.56})_{8.00}O_{22}]\ (OH_{0.39}Fo_{18})_{0.57}$
9	$(Ca_{2.06}Na_{0.49}K_{0.13})_{2.68}\ (Mg_{3.00}Fe^{+2}_{1.34}Mn_{0.03}Fe^{+3}_{0.55}Ti_{0.11}Al_{0.14})_{5.17}\ [(Si_{6.49}Al_{1.51})_{8.00}O_{22}](OH_{0.28}F_{0.13})_{0.41}$
10	$(Ca_{1.80}Na_{0.34}K_{0.16})_{2.30}\ (Mg_{2.81}Fe^{+2}_{1.30}Mn_{0.04}Fe^{+3}_{0.31}Ti_{0.21}Al_{0.04})_{4.71}\ [(Si_{6.86}Al_{1.14})_{8.00}O_{22}](OH_{0.46}F_{0.02}P_{0.01})_{0.49}$
11	$(Ca_{1.82}Na_{0.13}K_{0.26})_{2.21}\ (Mg_{1.90}Fe^{+2}_{1.50}Mn_{0.05}Fe^{+3}_{0.35}Ti_{0.39}Al_{0.44})_{4.63}\ [(Si_{6.75}Al_{1.25})_{8.00}O_{22}](OH_{1.71}F_{0.01}P_{9.05})_{1.77}$
12	$(Ca_{1.62}Na_{0.36}K_{0.16})_{2.14}\ (Mg_{2.71}Fe^{+2}_{1.32}Mn_{0.01}Fe^{+2}_{0.45}Al_{0.50})_{4.99}\ [(Si_{6.54}Al_{1.46})_{8.00}O_{22}](OH_{1.63}F_{0.03}P_{0.01})_{1.66}$
13	$(Ca_{1.65}Na_{0.41}K_{0.13})_{2.19}\ (Mg_{2.77}Fe^{+2}_{1.13}Fe^{+3}_{0.39}Ti_{0.14}Al_{0.43})_{4.86}\ [(Si_{6.49}Al_{1.51})_{8.00}O_{22}](OH_{1.35}F_{0.04}P_{0.02})_{1.41}$
14	$(Ca_{0.77}Na_{1.05}K_{0.17})_{1.99}\ (Mg_{2,26}Fe^{+2}_{1.64}Fe^{+3}_{0.33}Ti_{0.05}Al_{1.69})_{5.97}\ [(Si_{7.05}Al_{0.95})_{8.00}O_{22}](OH_{1.79}F_{0\ 01}\ P_{0.05})_{1.85}$
15	$(Ca_{1.53}Na_{1.84}K_{0.13})_{3.50}\ (Mg_{1.84}Fe^{+2}_{1.20}Fe^{+3}_{0.38}Ti_{0.03}Al_{0.62})_{4.57}\ [(Si_{6.80}Al_{1.20})_{8.00}O_{22}](OH_{1.83}F_{0.02}P_{0.13})_{1.98}$

și 8 (tremolitici). Amfibolul 14 se apropie foarte mult de compoziția teoretică a unei hornblende comune, ceea ce o diferențiază puțin de cele teoretice fiind conținutul ceva mai ridicat în silice. Conținutul cel mai ridicat în silice se întîlnește însă, în amfibolii tremolitici 5 și 8. În acești amfiboli, el variază între 6,17 și 7,05. Variația conținutului în [Si] (6,17 — 7,70) în [Al^{+4}] (0,04 și 1,69) și în cel de [Al^{+3}] (0,30 și 1,83) face ca amfibolii studiați să fie repartizați la tipurile tremolitice, tschermarkitice pînă la cele edenitice sau pargasitice. Această variație mare a tipurilor de amfiboli este scoasă în evidență și de conținuturile de alcali care oscilează între 0,30 și 2,07.

Din figurile 6*a* și 6*b* reiese o tendință de corelare netă în ceea ce privește raporturile între :

$$Mg/Mg + Fe^{+2} \text{ la } Fe^{+3}/Fe^{+3} + Fe^{+2} \text{ sau } Fe^{+3} \text{ la } Fe^{+3}/Fe^{+3} + Fe^{+2}.$$

În cazul diagramei din figura 6*a*, raporturile variază de la 0,18 la 0,35 iar în cazul $\frac{Fe^{+3}}{Fe^{+3}/Fe^{+3}+Fe^{+2}}$ de la 1,22 la 2,14

Raportul $Mg/Mg + Fe^{+2}$ variază între 0,17 și 0,73, iar $Fe^{+3}/Fe^{+3} + Fe^{+2}$ între 0,10 și 0,35.

Raportul $\frac{Mg/Mg + Fe^{+2}}{Fe^{+3}/Fe^{+3} + Fe^{+2}} = 0{,}89 - 3{,}57$, iar raportul $\frac{[Na + K]}{[Na+K]+Ca} = 0{,}15 - 0{,}61$

Din toate aceste valori se desprinde concluzia că amfibolii studiați se repartizează la o gamă foarte largă de tipuri. Dealtfel și din diagramele din figurile 7, 8, 9 și 10 se observă această variație care se menține pentru tipurile tschermarkitice, tremolitice și cele edenitice-pargasitice.

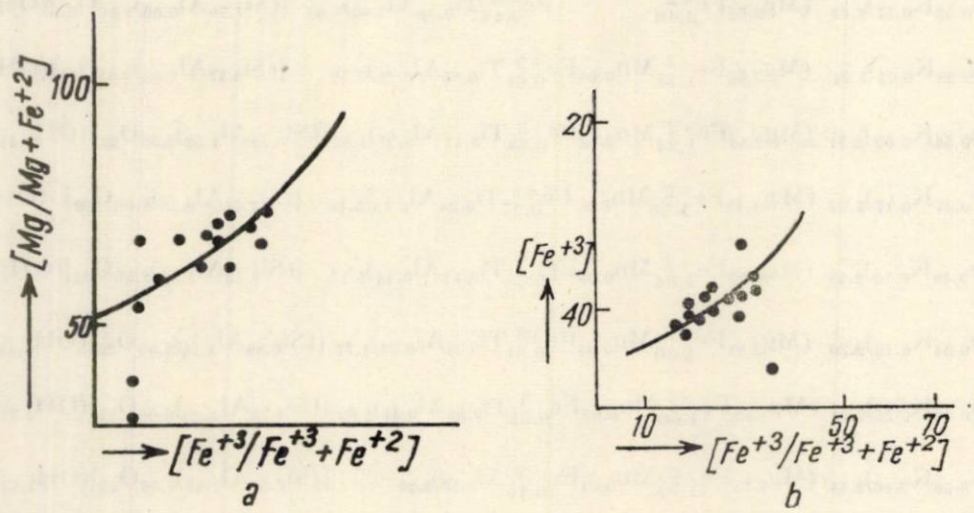


Fig. 6. — Diagrama de tendință a raportului $Fe^{+3}/Fe^{+3}+Fe^{+2}$ în funcție de $Mg/Mg+Fe^{+2}$ (*a*) și de Fe^{+3} în funcție de [$Fe^{+3}/Fe^{+3}+Fe^{+2}$] (*b*)

În diagrama din figura 7 se observă că numai amfibolul 7 se abate de la gruparea făcută în diagrama din figura 5. Această abatere se datorește conținutului mai ridicat în Ca (2,72). Din figura 8, [Mg]

în funcție de [Mg + Fe^{+2} + Mn + Fe^{+3}], reiese o tendință de creștere a valorii lui [Mg], pe măsură ce crește suma [Mg + Fe^{+2} + Mn + Fe^{+3}]. Raportul $\frac{Mg}{Mg + Fe^{+2} + Mn + Fe^{+3}}$ oscilează între 0,14 și 0,65.

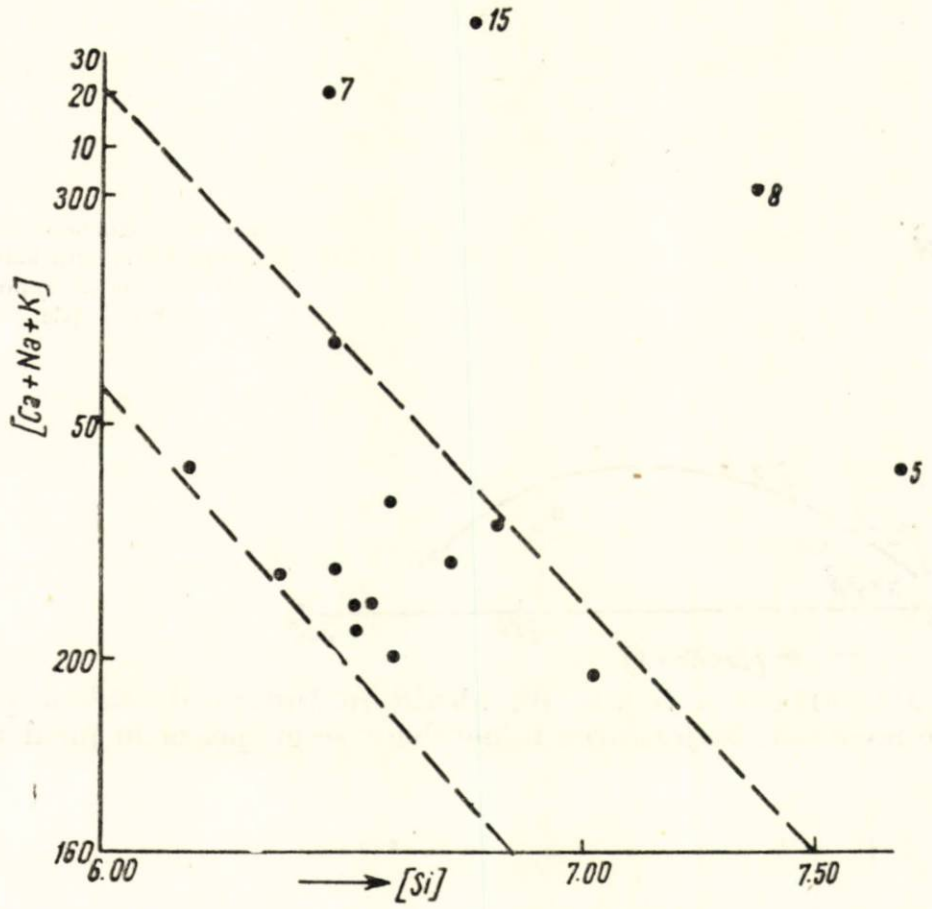


Fig. 7. — Diagrama de variație a sumei [Ca+Na+K] în funcție de [Si].

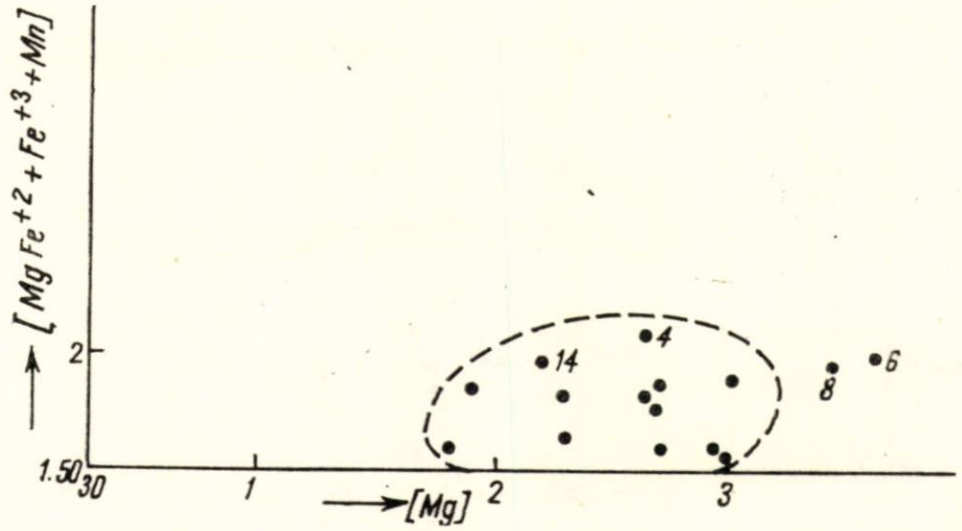


Fig. 8. — Diagrama de tendință a [Mg] în funcție de [Mg+Fe^{+2}+Fe^{+3}+Mn].

În diagrama din figura 9 se observă cum amfibolii analizaţi se plasează într-un cîmp foarte restrîns, cu excepţia amfibolului 14, care de fapt este şi cel mai sărac în calciu (0,77).

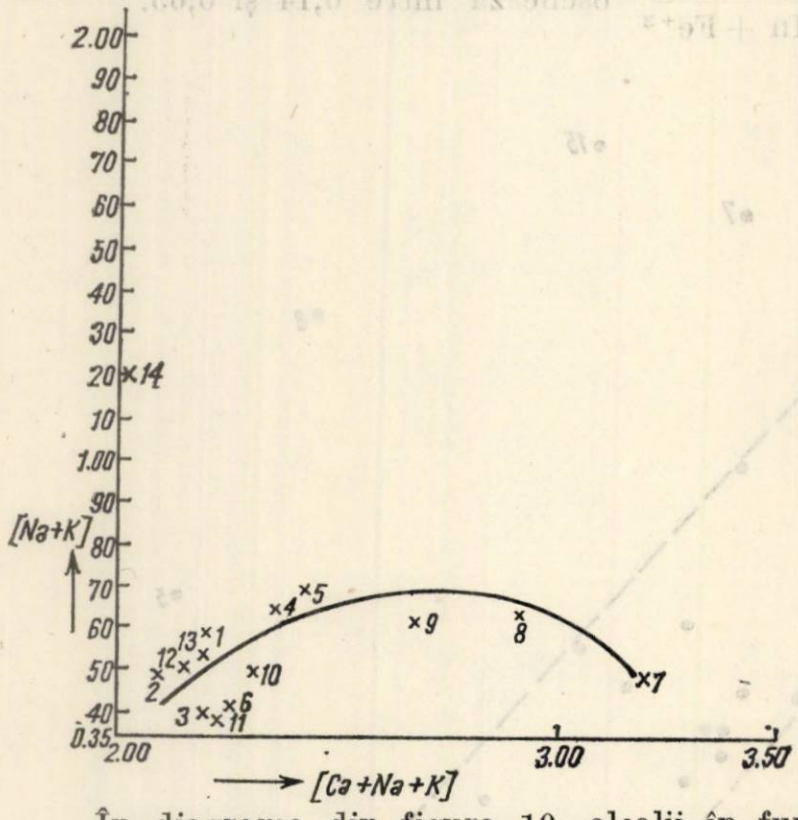


Fig. 9. — Curbele de tendinţă a repartiţiei amfibolilor analizaţi funcţie de raportul între [Na + K] şi [Ca + Na + K].

În diagrama din figura 10, alcalii în funcţie de calciu formează o grupare mediană. Majoritatea mineralelor se grupează în jurul valorilor

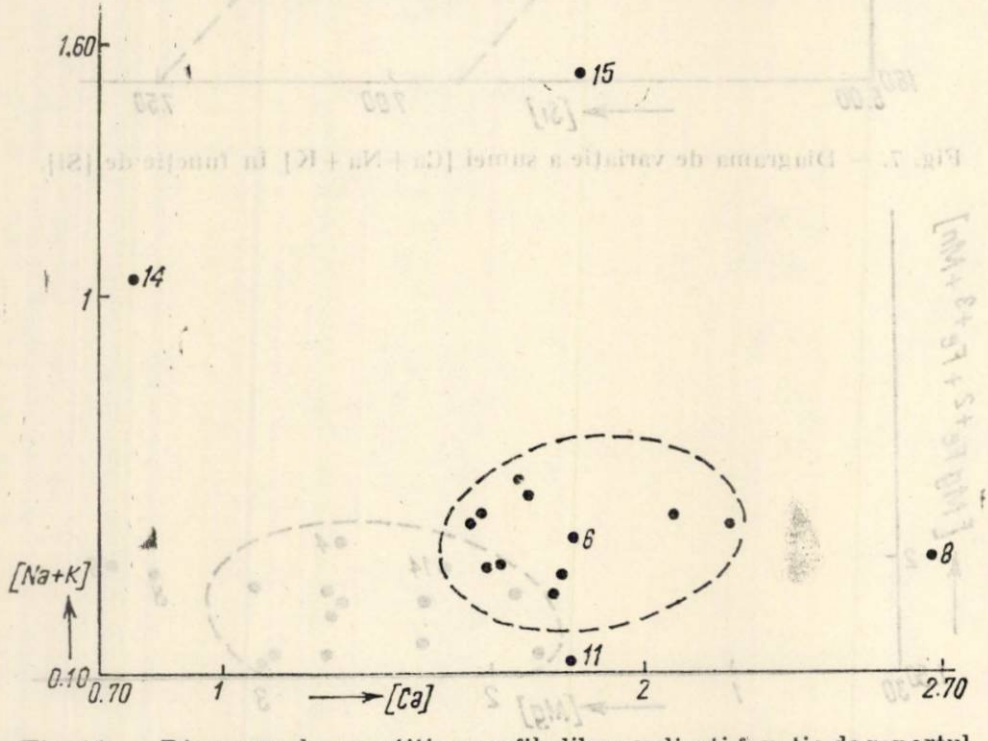


Fig. 10. — Diagrama de repartiţie a amfibolilor analizaţi funcţie de raportul între alcali şi calciu.

de 1.58—2.20 pentru [Ca] și de 0,28—0,58 pentru [K + Na], excepție făcînd amfibolii 8, 11, 14 și 15. Amfibolul 8 este mai bogat în calciu,

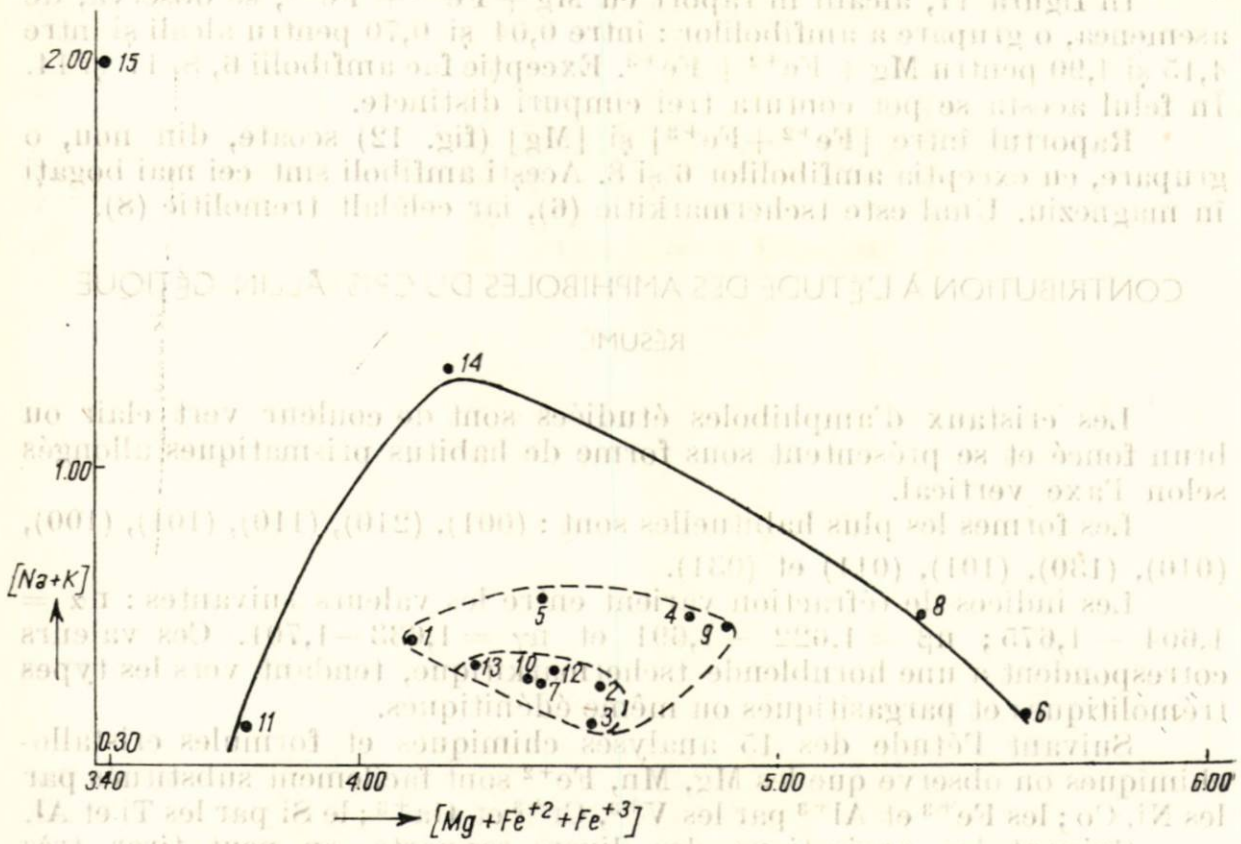


Fig. 11. — Cîmpul de repartiție a cristalelor analizate în funcție de raportul între [Fe^{+2}+Fe^{+3} + Mg] și [Na + K].

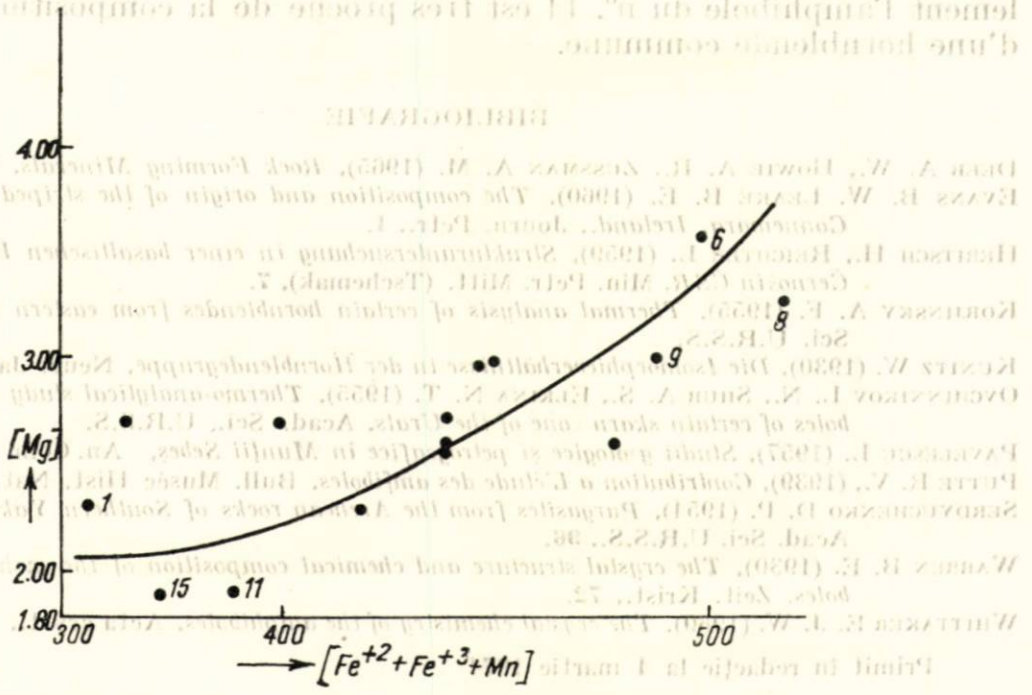


Fig. 12. — Cîmpul de repartiție a cristalelor analizate în funcție de raportul între [Fe^{+2}+Fe^{+3}+Mn] și [Mg].

iar 11 foarte sărac în alcali, pe cînd amfibolul 14 este cel mai sărac în calciu, iar amfibolul 15 cel mai bogat în alcali.

În figura 11, alcalii în raport cu $Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3}$, se observă, de asemenea, o grupare a amfibolilor : între 0,04 şi 0,70 pentru alcali şi între 4,15 şi 4,90 pentru $Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3}$. Excepţie fac amfibolii 6, 8, 11 şi 14. În felul acesta se pot contura trei cîmpuri distincte.

Raportul între $[Fe^{+2} + Fe^{+3}]$ şi [Mg] (fig. 12) scoate, din nou, o grupare, cu excepţia amfibolilor 6 şi 8. Aceşti amfiboli sînt cei mai bogaţi în magneziu. Unul este tschermarkitic (6), iar celălalt tremolitic (8).

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES AMPHIBOLES DU CRISTALLIN GÉTIQUE

RÉSUMÉ

Les cristaux d'amphiboles étudiées sont de couleur vert clair ou brun foncé et se présentent sous forme de habitus prismatiques allongés selon l'axe vertical.

Les formes les plus habituelles sont : (001), (210), (110), (101), (100), (010), (130), $(\bar{1}01)$, (011) et (031).

Les indices de réfraction varient entre les valeurs suivantes : $n\alpha = 1{,}604 - 1{,}675$; $n\beta = 1{,}622 - 1{,}691$ et $n\gamma = 1{,}633 - 1{,}701$. Ces valeurs correspondent a une hornblende tschermarkitique, tendant vers les types trémolitiques et pargasitiques ou même édénitiques.

Suivant l'étude des 15 analyses chimiques et formules cristallochimiques on observe que les Mg, Mn, Fe^{+2} sont facilement substitués par les Ni, Co ; les Fe^{+3} et Al^{+3} par les V^{+3}, Cr^{+3} et Ga^{+3} ; le Si par les Ti et Al.

Suivant les projections des divers rapports, on peut tirer très clairement la conclusion que les amphiboles étudiées sont réparties aux types tschermarkitiques, trémolitiques et édénitiques-pargasitiques ; seulement l'amphibole du n°. 14 est très proche de la composition théorique d'une hornblende commune.

BIBLIOGRAFIE

Deer A. W., Howie A. R., Zussman A. M. (1965), *Rock Forming Minerals*, **II**, Longmans.

Evans B. W. Leake B. E. (1960), *The composition and origin of the striped amfibolites of Connemara, Ireland.*, Journ. Petr., **I**.

Heritsch H., Reichter L. (1959), *Strukturuntersuchung in einer basaltischen Hornblende von Černošin ČSR*, Min. Petr. Mitt. (Tschemak), **7**.

Korjinsky A. F. (1955), *Thermal analysis of certain hornblendes from eastern Siberia*, Acad. Sci. U.R.S.S.

Kunitz W. (1930), *Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe*, Neues Jahrb. Min., **60**.

Ovchinnikov L. N., Shur A. S., Elkina N. T. (1955), *Thermo-analytical study of the amphiboles of certain skarn zone of the Urals*, Acad. Sci. U.R.S.S.

Pavelescu L. (1957), *Studii geologice şi petrografice în Munţii Sebeş*, An. Com. Geol., **XXVII**.

Putte R. V., (1939), *Contribution a L'étude des amfiboles*, Bull. Musée Hist. Nat. Belgique, **15**.

Serdyuchenko D. P. (1954), *Pargasites from the Archean rocks of Southern Yakutia*, Doklady Acad. Sci. U.R.S.S., **96**.

Warren B. E. (1930), *The crystal structure and chemical composition of the monoclinic amphiboles*, Zeit. Krist., **72**.

Whittaker E. J. W. (1960), *The crystal chemistry of the amphiboles*, Acta cryst., **13**.

Primit în redacţie la 4 martie 1974

Universitatea Bucureşti
Facultatea de geologie-geografie

METAMORFISMUL TERMIC ŞI METASOMATIC AL FORMAŢIUNILOR PALEOZOICE DIN UNITATEA DE ARIEŞENI DE LA BĂIŢA BIHORULUI

DE

G. CIOFLICA, Ş. VLAD, V. IOSOF, A. PANICAN

Progresele realizate în cunoaşterea structurii geologice a regiunii Băiţa Bihorului, ca şi a modului în care s-a manifestat metalogeneza laramică au condus la efectuarea unui program de foraje în cursul superior al Crişului Negru cu scopul de a investiga aureola de metamorfism termic şi metasomatic din formaţiunile paleozoice, dată de plutonitul laramic intrus pînă la nivelul unităţii de Arieşeni.

Unele aspecte ale recristalizării şi ale metasomatozei laramice au fost deja examinate în aflorimente de către D. G i u ş c ă (1937), G. C i o f l i c a şi Ş. V l a d (1968, 1970), N. G h e r a s i (1969). În urma studierii bogatului material oferit de cele 6 foraje structurale, care au străbătut formaţiunile paleozoice pînă la contactul cu corpul eruptiv laramic, pe o înălţime de circa 1 000 m, ca şi a datelor obţinute prin studiul aflorimentelor pe o diferenţă de nivel de circa 500 m, imaginea asupra caracterelor mineralogice şi geochimice ale aureolei de metamorfism de contact laramic este mult mai completă. În afară de aceasta, descifrarea modului de asociere şi de distribuţie în spaţiu a produselor metamorfismului de contact a oferit posibilitatea de a reconstitui evoluţia porceselor de recristalizare şi metasomatoză cu principalul moment de manifestare a metalogenezei molibdenice la nivelul unităţii de Arieşeni. Aceste date le prezentăm în cele ce urmează.

* * *

În regiunea în care au fost amplasate forajele structurale (fig. 1) cea mai mare extindere o are unitatea de Arieşeni, componentă principală

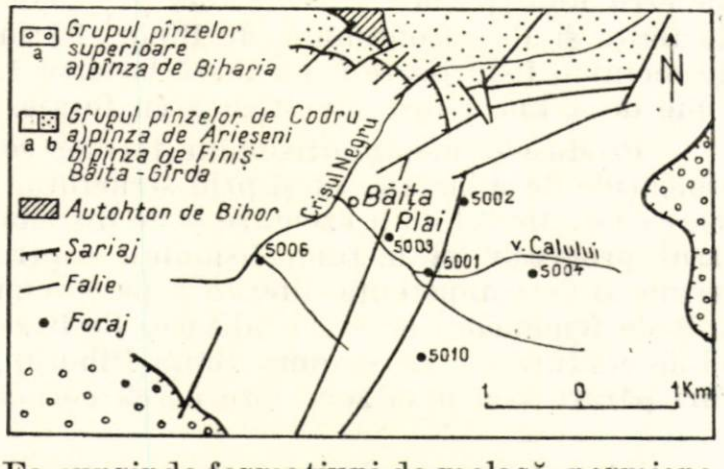


Fig. 1. — Schiţă geologică cu amplasarea forajelor structurale de la Băiţa Bihorului.

a grupului pînzelor de Codru. Ea cuprinde formaţiuni de molasă, permiene, reprezentate prin seria gresiilor vermiculare (gresii feldspatice, cu muscovit,

ce alternează cu argilite illitice), urmată în succesiune de seria sedimentar-vulcanogenă [1] (graywacke cu matrice illitică, gresii cuarţoase cu ciment carbonatic, gresii cuarţoase cu matrice illitică, gresii cuarţoase, siltite şi argilite illitice, tufite, riolite şi microconglomerate).

Seria conglomeratelor laminate, cu o poziţie geometrică inferioară gresiilor vermiculare, n-a fost identificată prin foraje; partea terminală a permianului, reprezentată prin seria gresiilor oligomictice, se dezvoltă la nord de regiunea investigată, în Muntele Ţapu, acoperind seria depozitelor sedimentar-vulcanogene.

După ce au străbătut formaţiunile permiene, forajele structurale au interceptat, la adîncimea de circa 1 000 m, partea superioară a plutonitului laramic, care a fost urmărit pe o înălţime maximă de 200 m. La acest nivel, componentul principal al plutonitului îl reprezintă granitele cu biotit.

Punerea în loc a plutonitului, cu întreg cortegiul său de dykeuri eruptive (porfire granitice, porfire granodioritice, aplite granitice, andezite cu hornblendă şi piroxen), a fost controlată de sistemele de fracturi laramice şi a favorizat manifestarea cu intensităţi diferite a metamorfismului termic şi metasomatic în masa rocilor permiene din seria gresiilor vermiculare şi din seria sedimentar-vulcanogenă, afectate în prealabil de un slab metamorfism regional alpin.

PRODUSELE METAMORFISMULUI TERMIC ŞI DISTRIBUŢIA LOR ZONALĂ

După cum am arătat mai sus, formaţiunile paleozoice de molasă ale unităţii de Arieşeni sînt transformate termic în apropierea contactului cu plutonitul şi cu cortegiul său de dykeuri eruptive. Efectele metamorfismului termic se resimt în mod continuu la nivelul unităţii de Arieşeni, între dealul Blidar (Băiţa Bihorului) şi Poiana (circa 8 km lungime, circa 5 km lăţime maximă), unde formaţiunile stau în cea mai mare parte direct pe plutonit; ele se regăsesc în Muntele Ţapu dar de intensitate mai redusă, datorită distanţei mari faţă de plutonit, determinată de interpunerea unui pachet gros de roci preponderent carbonatice ale unităţii de Băiţa şi ale autohtonului de Bihor. Extinderea pe verticală a aureolei de metamorfism poate fi estimată la circa 1,5 km, dintre care pe o înălţime de 1 km a fost investigată cu foraje.

Produsele metamorfismului termic se diferenţiază între ele prin asociaţiile de minerale, ca şi prin structura, textura şi, în parte, prin culoarea lor. Modul de prezentare şi de distribuţie în spaţiu trădează caracterul progresiv al metamorfismului, controlat de intensitatea fluxului termic şi de competenţa diferită a paleosomului argilitic şi a celui grezos faţă de fenomenul de recristalizare. Pe baza acestor elemente a fost posibilă conturarea, în regiunea Băiţa Bihorului, a unei zone externe cu şisturi pătate şi a unei zone interne cu corneene.

---

[1] Această serie este echivalentă seriei feldspatice în accepţiunea lui M. B l e a h u şi colab. (1968). Considerăm mai adecvată denumirea de serie sedimentar-vulcanogenă datorită asocierii vulcanitelor cu depozitele sedimentare; elementul feldspatic are o natură clastică şi este prezent atît în seria vermiculară, cît şi în cea sedimentar-vulcanogenă, pierzînd astfel semnificaţia în definirea unei serii.

Zona externă cu şisturi pătate marchează primele modificări în masa paleosomului, slab recristalizat dinamotermic (indicele de cristalinitate A/B al illitului = 6,4, determinare informativă prin metoda Ch. E. Weaver, 1960). Ea a fost recunoscută în afara regiunii investigate cu foraje, pe interfluviul Crişul Negru — Valea Mare.

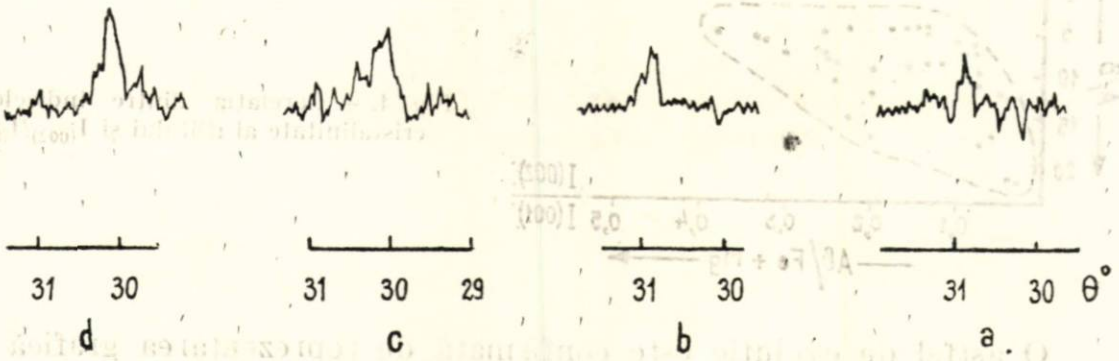


Fig. 2. — Difractograme pe argilite illitice (intervalul θ = 29—32°).
a, Reflexul $d_{(060)}$ = 1,506 al illitului dioctaedral din paleosom; *b*, reflexul $d_{(060)}$ = 1,506 al illitului dioctaedral din şisturile pătate; *c* şi *d* reflexul $d_{(060)}$ = 1,536 al illitului trioctaedral cu trecere spre biotit verde din corneenele blastopelitice.

Caracteristica principală a transformărilor din cadrul zonei externe este dată de aglomerările de pulbere de minereu şi de modificarea culorii iniţiale de la roşu la cenuşiu datorită apariţiei magnetitului. Textura şistoasă, ca şi illitul dioctaedral, component principal al paleosomului, se conservă la acest nivel (fig. 2*a* şi *b*), departe de plutonit. Datorită aceleiaşi cauze, chiar şi indicile de cristalinitate al illitului se menţine cu valoare relativ scăzută (A/B = 6, determinare informativă).

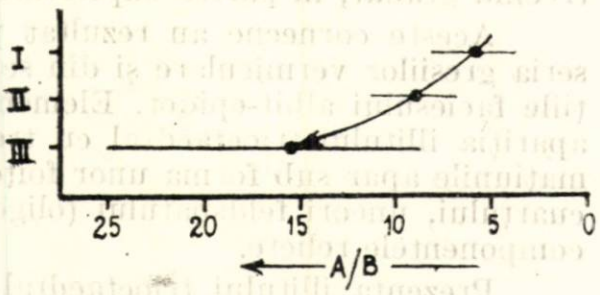


Fig. 3. — Variaţia indicelui de cristalinitate a illitului în zona internă cu corneene. *I*, Corneene blastopelitice-psamitice; *II*, corneene porfiroblastice; *III*, corneene granoblastice; intervale de variaţie ale indicelui de cristalinitate; → sensul creşterii indicelui de cristalinitate (40 de determinări).

Zona internă cu corneene se caracterizează prin următoarele particularităţi:

— apariţia gradată a aspectului compact, cornos, în paralel cu dispariţia şistuozităţii;

— menţinerea culorii negre, rezultată în procesul de cristalizare, pe toată înălţimea zonei;

— modificarea treptată a structurii rocilor de la blastopelitic-psamitic la granoblastic;

— formarea progresivă a paragenezelor caracteristice faciesului corneenelor cu albit-epidot, în părţile periferice ale acestei zone, şi a faciesului corneenelor amfibolice [2], în apropierea plutonului;

— creşterea indicelui de cristalinitate a illitului în interiorul zonei interne pe măsura apropierii de contactul cu masivul eruptiv (fig. 3);

[2] Faciesuri în accepţiunea lui H. G. Winkler, 1967.

aceasta se manifestă, sub aspect mineralogic, printr-o trecere de la illitul dioctaedral al zonei externe la illitul trioctaedral şi apoi la biotitul verde (fig. 2 *c* şi *d*), urmat de biotitul brun [3].

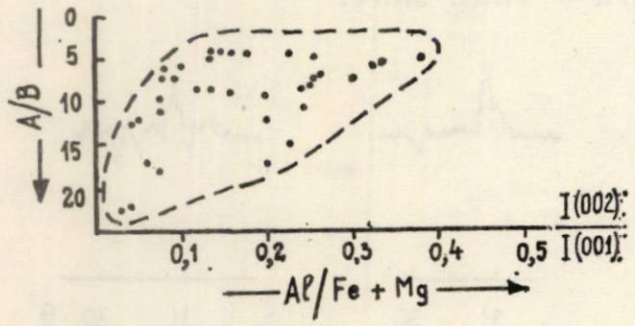


Fig. 4. — Corelaţia dintre indicele de cristalinitate al illitului şi $I_{(002)}/I_{(001)}$.

O astfel de evoluţie este confirmată de reprezentarea grafică din figura 4, în care raportul Al/Fe + Mg exprimă o tendinţă de corelare inversă cu indicele de cristalinitate.

Luînd în considerare aceste elemente, în zona internă au fost conturate (fig. 5) :

— subzona corneenelor blastopelitice-psamitice ;
— subzona corneenelor porfiroblastice ;
— subzona corneenelor homeoblastice.

Corneenele blastopelitice-psamitice se dispun în porţiunea marginală a zonei interne, fiind investigate cu foraje pe o înălţime de circa 400 m ; ele au fost identificate şi în aflorimente pe o înălţime de circa 200 m, trecînd gradat, în partea superioară, la produsele zonei externe.

Aceste corneene au rezultat prin recristalizarea formaţiunilor din seria gresiilor vermiculare şi din seria sedimentar-vulcanogenă, în condiţiile faciesului albit-epidot. Elementul cel mai semnificativ îl constituie apariţia illitului trioctaedral cu trecere la biotit ; la microscop, neoformaţiunile apar sub forma unor foiţe verzui, cu dimensiuni mici, asociate cuarţului, uneori feldspatului (oligoclaz) sau muscovitului ce reprezintă componentele relicte.

Prezenţa illitului trioctaedral şi, prin urmare, a biotitului verzui, este rezultatul reacţiei în sistem închis a illitului dioctaedral cu magnetitul, asociaţie stabilă în condiţiile termodinamice specifice zonei externe.

Tipul petrografic caracteristic acestei subzone l-am denumit corneană cu biotit verzui, care la partea inferioară trece în *subzona corneenelor porfiroblastice*, cu extindere pe o înălţime de circa 300 m şi indentificată exclusiv în foraje. În componenţa sa intră corneene cu biotit brun, andaluzit şi cordierit, formate prin recristalizarea depozitelor din seria gresiilor vermiculare, ca şi corneene cu biotit brun şi corneene cuarţitice rezultate prin transformarea formaţiunilor din seria sedimentar-vulcanogenă.

Aspectul particular al acestor corneene este imprimat de aglomerarea cristaloblastelor de biotit şi apariţia porfiroblastelor de andaluzit sau cordierit într-o masă fundamentală fin recristalizată.

---

[3] După G. Brown (1961), valorile reflexului $d_{(060)}$ sînt următoarele : illit dioctaedral — 1,50 ; illit trioctaedral — 1,53 ; biotit — 1,551.

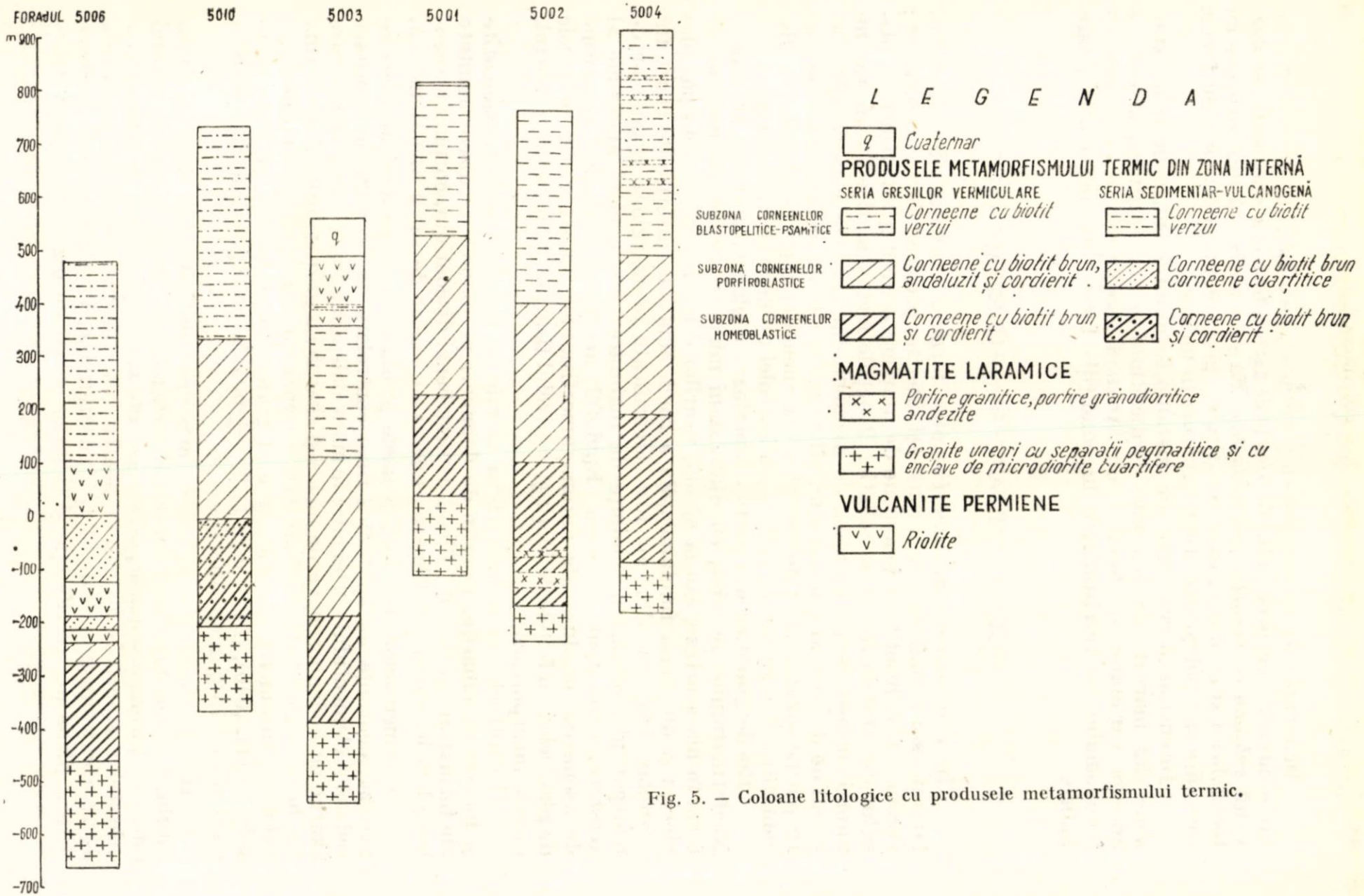


Fig. 5. — Coloane litologice cu produsele metamorfismului termic.

În apropierea contactului cu plutonitul, pe o înălţime de circa 200 m, unde intensitatea procesului de recristalizare a fost cea mai mare, se dezvoltă *subzona corneenelor homeoblastice*. Ea este alcătuită din corneene cu biotit brun şi cordierit, care constituie agregate granoblastice, cu forme rotunjite sau poligonale, dînd structuri în mozaic.

Intensităţile crescînde ale metamorfismului în ultimele două subzone sînt marcate de ocurenţa cordieritului şi andaluzitului, la care se adaugă varietatea de biotit brun. Această asociaţie este caracteristică fenomenului de recristalizare în condiţiile faciesului corneenelor amfibolice.

PRODUSELE METAMORFISMULUI METASOMATIC

În continuarea metamorfismului termic, provocat de plutonitul laramic, s-a manifestat, cu intensităţi diferite, procesul de metasomatoză ; acesta a fost însoţit de fenomene de umplere a cavităţilor, fisurilor, planelor de stratificaţie şi de foliaţie. Reacţiile metasomatice au afectat nu numai corneenele din unitatea de Arieşeni, dar şi rocile eruptive din cortegiul de dykeuri al plutonitului, aflate în aureola de metamorfism termic. În puţine cazuri, astfel de reacţii, ca şi unele depuneri pe planele de discontinuitate, s-au extins şi în afara aureolei de metamorfism termic.

Rocile granitice din partea superioară a plutonitului sînt albitizate. Neoformaţiunile de albit, cu dimensiuni mici, se dispun în mod neuniform în masa ortozei sau la nivelul fisurilor din cristalele de feldspat plagioclaz şi din masa fundamentală a rocii, cînd sînt însoţite de cuarţ fin granular. Plaje de albit au fost identificate pe marginea cristalelor de feldspat plagioclaz, cu tendinţe de înaintare spre nucleul andezinic al acestora, unde apare şi calcit. Epidotul, actinotul şi cloritul constituie de asemenea produse ale autometamorfismului, localizate în cristalele de plagioclaz, în foiţele de biotit şi la nivelul fisurilor împreună cu cuarţul, care le încorporează.

În aureola de metamorfism termic se dezvoltă pirometasomatite şi hidrometasomatite, însoţite de depuneri pe planele de discontinuitate ale formaţiunilor (fig. 6). Ele alcătuiesc benzi discontinui, corpuri neregulate, lentile, cuiburi şi filonaşe, uneori cu aspect de reţea anastomozată.

Pirometasomatitele sînt primele produse ale procesului de metasomatoză, ocurenţa lor sporadică fiind controlată de prezenţa în cantitate redusă a elementului carbonatic în masa paleosomului. Au fost identificate skarne cu hedenbergit verde închis şi skarne cu granaţi bruni, sub formă de benzi subţiri discontinui sau cuiburi cu dimensiuni centimetrice ; valoarea parametrului reticular *a* al granatului, calculată pe baza reflexelor (611), (640), (642), este 11,994 $\pm$ 005 Å, corespunzînd unui termen andraditic (75 % mol. and.).

Hidrometasomatitele au cea mai mare extindere în aureola plutonitului laramic, manifestîndu-se cu intensităţi sporite în raport cu stadiul anterior, pirometasomatic ; aceste aspecte sînt determinate de competenţa diferitelor tipuri de paleosom pentru reacţiile metasomatice provocate de un aport substanţial de soluţii hidrotermale. Variatele căi de circulaţie (fisuri, plane de stratificaţie şi foliaţie, goluri de dizolvare, spaţii inter-

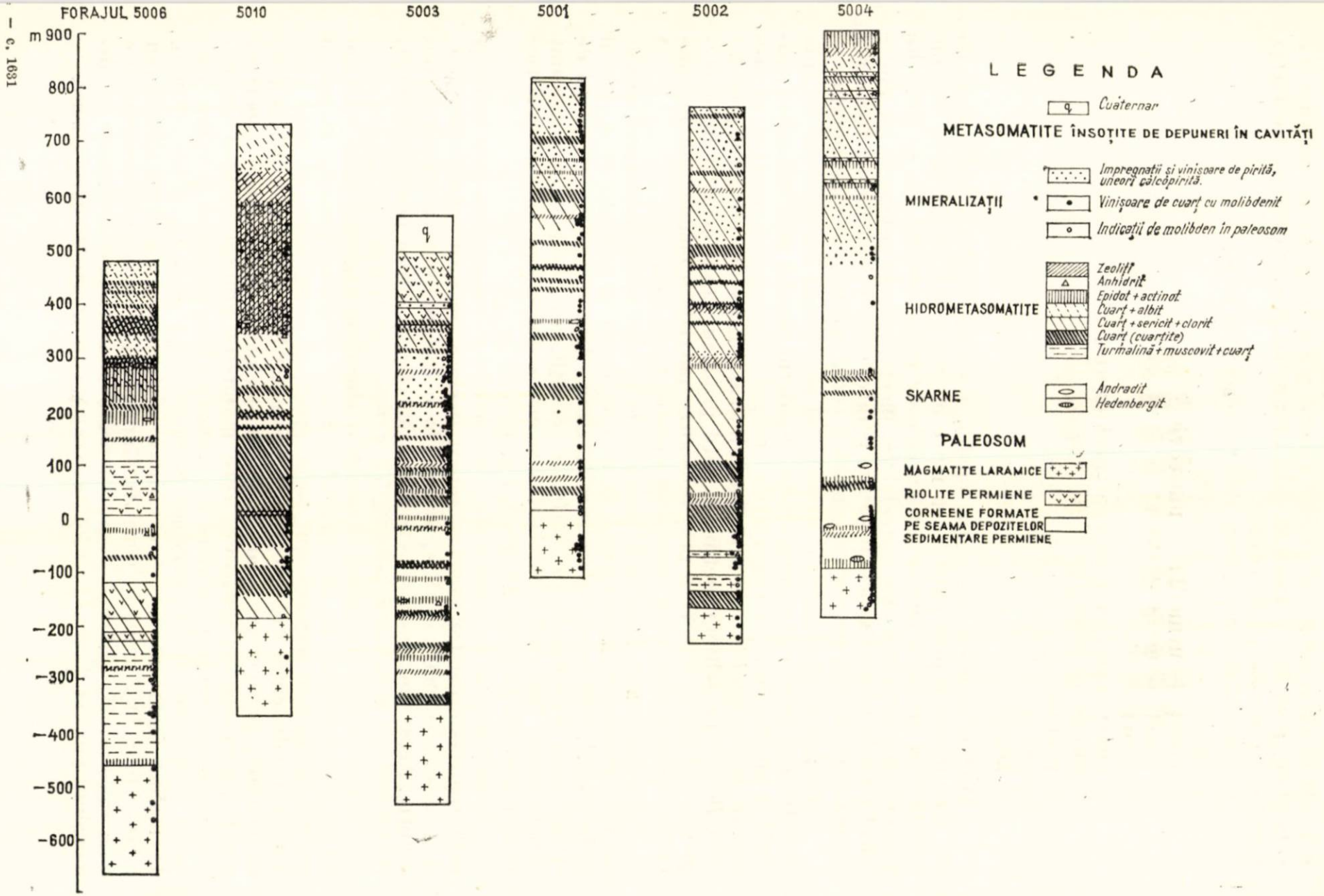


Fig. 6. — Coloane litologice cu produsele metasomatice și depunerile în cavități.

granulare) au favorizat circulaţia ascendentă a soluţiilor pe înălţimi considerabile, pînă la 1,5 km faţă de plutonit, ca şi concentrarea neoformaţiunilor în zonele preferenţiale.

Produsele acestui stadiu sînt reprezentate prin :

— epidot + actinot ± clorit
— cuarţ + turmalină + muscovit
— cuarţ + sericit + clorit
— cuarţ + albit
— cuarţ (sub formă de cuarţite hidrotermale)
— anhidrit
— prehnit
— calcit
— zeoliţi

Dintre acestea, asociaţia epidot + actinot ± clorit este deosebit de semnificativă prin extinderea mare în spaţiu şi prin tendinţa de concentrare în anumite puncte din aureola de metamorfism. Ea se dezvoltă discontinuu pe o înălţime apreciabilă, începînd de la contactul cu plutonitul pînă la nivelul zonei cu şisturi pătate, uneori depăşind-o ; frecvenţa sa maximă este în partea superioară a seriei sedimentar-vulcanogenă.

Formarea epidotului şi actinotului este legată de procesul de substituţie a skarnelor şi a corneenelor. Epidotul rezultă prin înlocuirea parţială a andraditului, a oligoclazului de natură clastică conservat în produsele de recristalizare şi a elementului carbonatic din cimentul gresiilor cornificate. În schimb, actinotul este produsul transformării hedenbergitului ; el apare uneori şi prin înlocuirea parţială a elementelor melanocrate din corneene, cînd constituie apariţii sporadice.

Există cazuri frecvente, mai ales la nivelul seriei sedimentar-vulcanogene, metamorfozată termic, în care epidotul se asociază cu actinotul şi formează, alături de cuarţ sau de clorit, depuneri pe fisuri, plane de stratificaţie şi de foliaţie ; în astfel de condiţii, reacţiile metasomatice sînt subordonate. Texturile paralele şi concentrice sînt extrem de caracteristice pentru această parageneză (pl. I, fig. 1, 2, 3).

Desfăşurarea în continuare a proceselor metasomatice este marcată prin apariţia asociaţiei cuarţ + sericit + clorit, mai aproape de plutonit, şi a asociaţiei cuarţ + albit, situată la o distanţă mai mare de corpul eruptiv. Acest mod se dispunere în spaţiu reflectă, cît se poate de evident, caracterul de zonalitate concentrică a metasomatitelor.

Prima asociaţie, cuarţ + sericit + clorit, se dezvoltă pe o înălţime de circa 800 m (fig. 6), substituind produsele metamorfismului termic şi metasomatitele anterioare din seria gresiilor vermiculare şi, mai ales, din seria sedimentar-vulcanogenă. Cu caracter local, de preferinţă în zona de contact, parageneza cuarţ + sericit + clorit cedează locul asociaţiei cuarţ + turmalină + muscovit, care manifestă afinităţi pentru un paleosom de roci eruptive (riolite permiene, porfire, granitice şi aplite laramice) şi pentru unele corneene homeoblastice (forajele 5 006, 5 002). Turmalina formează agregate radiare în feldspat sau metacristale (cu mărimi pînă la 5 mm) în masa fundamentală a rocilor ; muscovitul, de talie apreciabilă, îmbracă adesea aspecte glomero-porfiroblastice cu dimensiuni pînă la 2 cm. O astfel de asociaţie aminteşte de exogreizene.

Fig. 1. — Infiltrații de epidot (*ep*) și cuarț (*q*) în planele de foliație ale șisturilor pătate (*sp*). Foraj de cercetare amplasat la Poiana, între Valea Calului și Valea Plaiului.

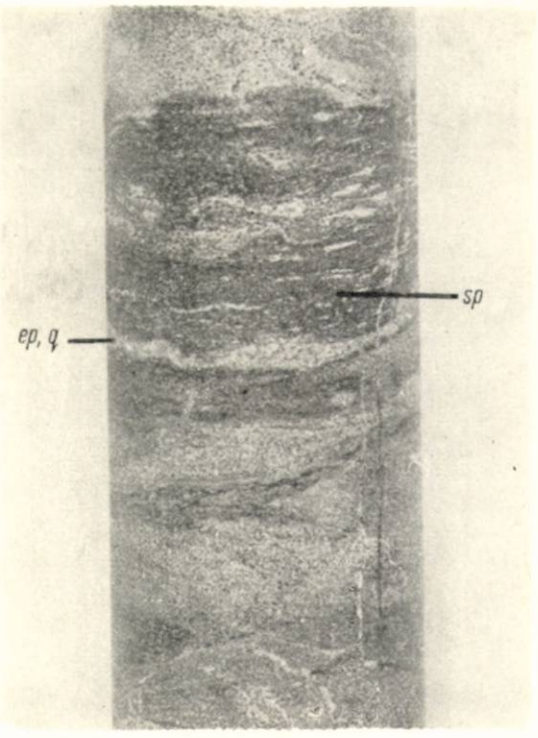


Fig. 2. — Infiltrații de epidot (*ep*) și cuarț (*q*) în planele de foliație ale șisturilor pătate (*sp*). Foraj de cercetare amplasat la Poiana, între Valea Calului și Valea Plaiului.

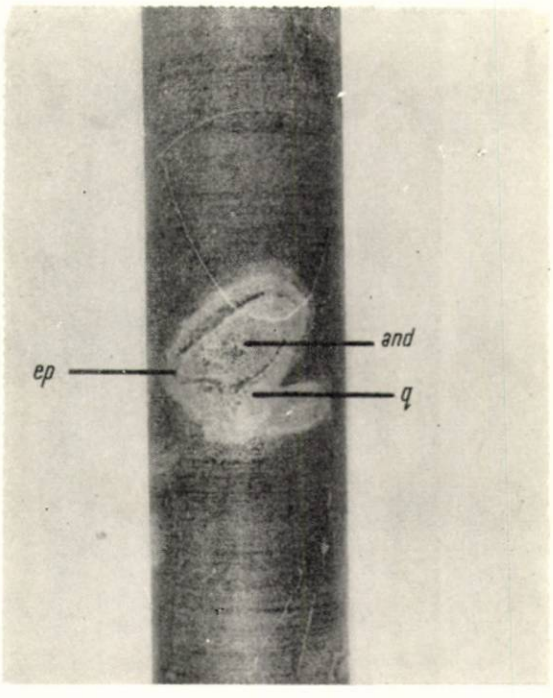


Fig. 3. — Neoformațiuni metasomatice cu textură concentrică : andradit (*and*) substituit de epidot (*ep*) aflat în asociație cu actinot și cuarț (*q*). Forajul 5 006, m 295.

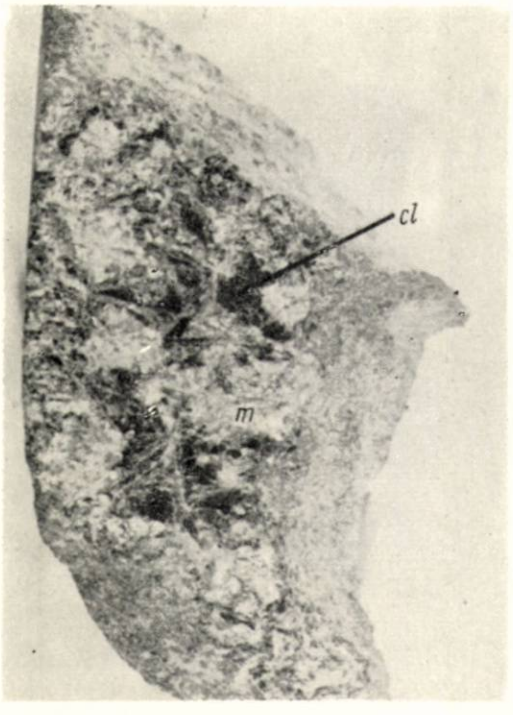


Fig. 4. — Depuneri de clorit (*cl*) și muscovit (*m*) la nivelul fisurilor din corneene (*c*). Forajul 5 006, m 676.

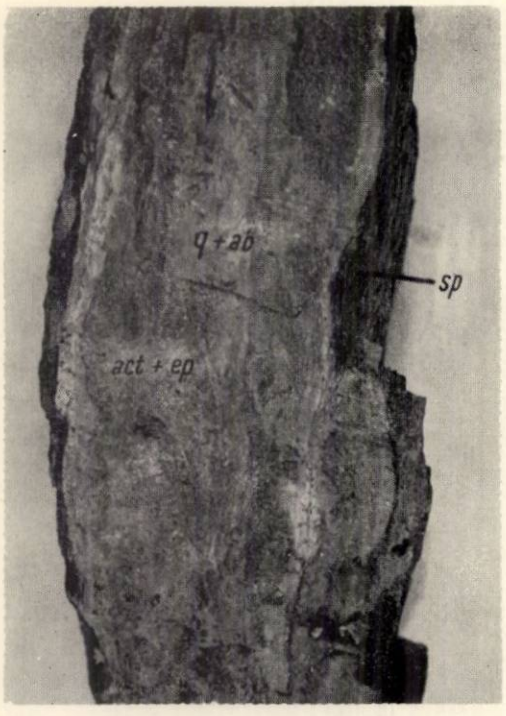


Fig. 1. — Infiltrații de actinot și epidot (*act + ep*) substituite de cuarț și albit (*q+ab*) în șisturi pătate (*șp*). Șoseauna Băița — Arieșeni.

Fig. 2.— Vinișoare de laumontit (*l*) cu aspect de rețea substituind epidotul (*ep*) în corneene (*c*). Forajul 5 010, m 185.

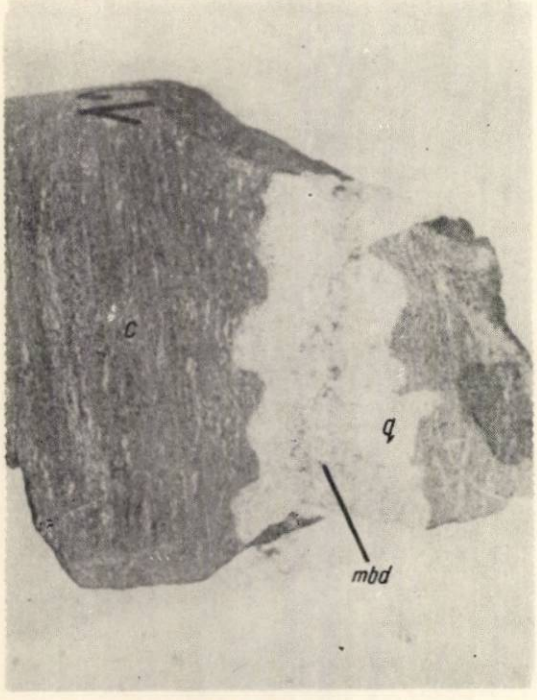


Fig. 3. — Vinișoare de cuarț (*q*) cu molibdenit (*mbd*) în corneene (*c*). Forajul 5 004, m 900.

Fig. 4.—Vinișoare de cuarț (*q*) cu molibdenit (*mbd*) în granite cu biotit (γ). Forajul 5 001. m 867.

Există şi frecvente situaţii în care excesul de silice, provenite prin aport sau prin mobilizare din paleosomul de corneene cuarţitice, a condus la apariţia unor zone de silicifiere cu extindere remarcabilă, în special în seria gresiilor vermiculare; pe un asemenea fond s-au individualizat

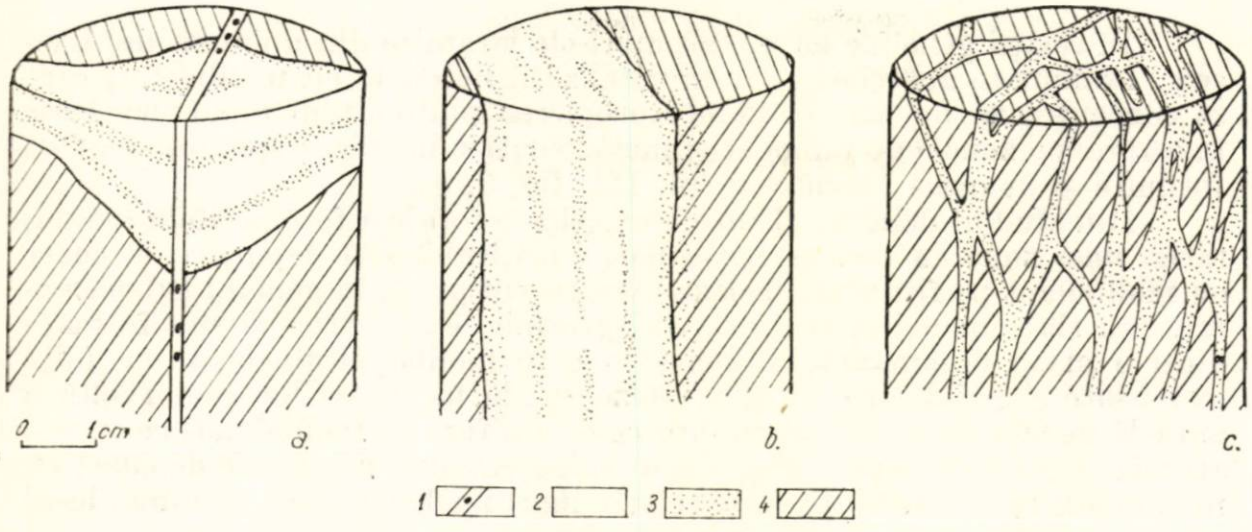


Fig. 7. — Impregnaţii şi vinişoare de cuarţ cu molibdenit în corneene.
1, Vinişoare de cuarţ cu pirită; *2*, vinişoare de cuarţ; *3*, depuneri de molibdenit în cuarţ de neoformaţie şi în corneene; *4*, corneene.

cuarţitele hidrometasomatice. Adeseori, acest mediu îmbogăţit în silice favorizează localizarea mineralizaţiilor de molibden ca vinişoare de cuarţ cu molibdenit (fig. 7).

În general, metasomatitele sînt însoţite de depuneri pe fisuri reprezentate prin cuarţ + clorit, cuarţ + muscovit sau clorit + muscovit (pl. I, fig. 4).

Cea de a doua asociaţie, cuarţ + albit, este bine dezvoltată în zona externă cu şisturi pătate şi în partea superioară a zonei interne (corneene blastopelitice-psamitice), avînd o extindere pe verticală de circa 700 m. Este de reţinut faptul că această asociaţie se concentrează la nivelul seriei sedimentar-vulcanogene, apărînd în cazuri cu totul izolate în partea terminală a seriei gresiilor vermiculare.

În contrast cu zona internă de metasomatite (cuarţ + sericit + clorit), în care fenomenele de substituţie sînt dominante, în zona externă cu cuarţ + albit depunerile pe planele de discontinuitate au frecvenţa cea mai mare. Cuarţul şi albitul alcătuiesc cuiburi, filonaşe şi benzi în masa corneneelor şi a şisturilor pătate substituind, în cele mai multe cazuri, agregatele preexistente de epidot şi actinot; texturile rubanate paralel şi concentric sînt rezultatul suprapunerii spaţiale a acestor neoformaţiuni (pl. II, fig. 1). Albitul a fost identificat şi în masa riolitelor permiene, care apar la zi pe valea Crişului Negru unde substituie fenocristalele de feldspat.

Ca produse tardive ale stadiului hidrotermal sînt de reţinut anhidritul, prehnitul calcicul, laumontitul, stilbitul şi fluorina. Dintre acestea, zeoliţii au cea mai largă extindere în aureola de metanorfism şi în afara acesteia. În unele zone de fisurare avansată, ei se concentrează sub formă

de vinişoare cu aspect de reţea (pl. II, fig. 2), aşa cum este cazul în forajul 5 010 unde laumontitul se dezvoltă pe o înălţime de circa 300 m (fig. 6).

MODUL DE PREZENTARE A MINERALIZAŢIILOR DE MOLIBDEN

În relaţii genetice cu metasomatitele laramice din unitatea de Arieşeni, examinate anterior, apar mineralizaţii de cuarţ cu molibdenit, care se concentrează de preferinţă în apropierea plutonitului unde urmăresc îndeaproape zonele de îmbogăţiri metasomatice în silice; sporadic au fost întîlnite şi în masa granitelor (pl. III, fig. 3, 4).

Din studiul detaliat al carotelor celor 6 foraje a fost posibilă delimitarea unei zone cu contur neregulat, constituită din depuneri de cuarţ cu molibdenit pe fisuri şi diaclaze. Aceste vinişoare, în general suborizontale sau slab înclinate, ating rareori grosimi centimetrice şi sînt formate dintr-o masă dominantă de cuarţ în care molibdenitul constituie foiţe dispersate şi pe alocuri agregate solzoase; la marginea lor se dezvoltă o aureolă de silicifiere, uneori cu impregnaţii difuze de molibdenit, ce atrage atenţia prin decolorarea gradată a paleosomului. Filonaşele de cuarţ cu molibdenit se găsesc la distanţe relativ mari unele de altele şi numai local arată tendinţe de a se grupa în reţele (fig. 7).

Privită în ansamblu, zona cu vinişoare de cuarţ cu molibdenit are extindere maximă pe verticală (circa 500 m) în forajul 5 002 (fig. 6), de unde trimite ramificaţii laterale în mai multe direcţii (fig. 8 şi 9). Alte două zone cu filonaşe de cuarţ cu molibdenit, identificate în apropierea celei principale, au dimensiuni modeste (fig. 8).

Mai departe de plutonit, la partea superioară a mineralizaţiilor de molibden, se conturează o zonă constituită din sporadice impregnaţii şi vinişoare de pirită (fig. 6). În asociaţie cu pirita apar, destul de rar, calcopirită şi magnetitul într-o gangă de cuarţ; ocurenţele de galenă şi blendă sînt izolate.

Din modul în care sînt distribuite în spaţiu sulfurile metalice, rezultă în mod evident o zonalitate verticală ce se suprapune zonelor create prin metamorfismul termic şi metasomatic. Vinişoarele de cuarţ cu molibdenit, formate la temperatură ridicată, traversează neoformaţiunile de epidot şi actinot; în schimb ele sînt intersectate de filoanele de cuarţ cu pirită (fig. 7 *a*).

DISTRIBUŢIA ELEMENTELOR ÎN AUREOLA DE CONTACT

Există puţine informaţii în literatura de specialitate asupra comportării elementelor în aureolele de metamorfism termic şi metasomatic. Ele constituie, însă, o sursă suplimentară de date pentru a caracteriza procesele de diferenţiere exomagmatică şi pentru a surprinde modul în care asemenea procese sînt influenţate de paleosom.

În acest caz au fost executate 61 de analize cantitative, pentru Mo, Cu, Pb, Zn, Ni şi Co prin metoda absorbţiei atomice; 50 de analize sînt efectuate pe corneenele rezultate prin transformarea formaţiunilor din seria gresiilor vermiculare şi din seria sedimentar-vulcanogenă, iar 11 analize pe magnatitele laramice (tabelul nr. 1).

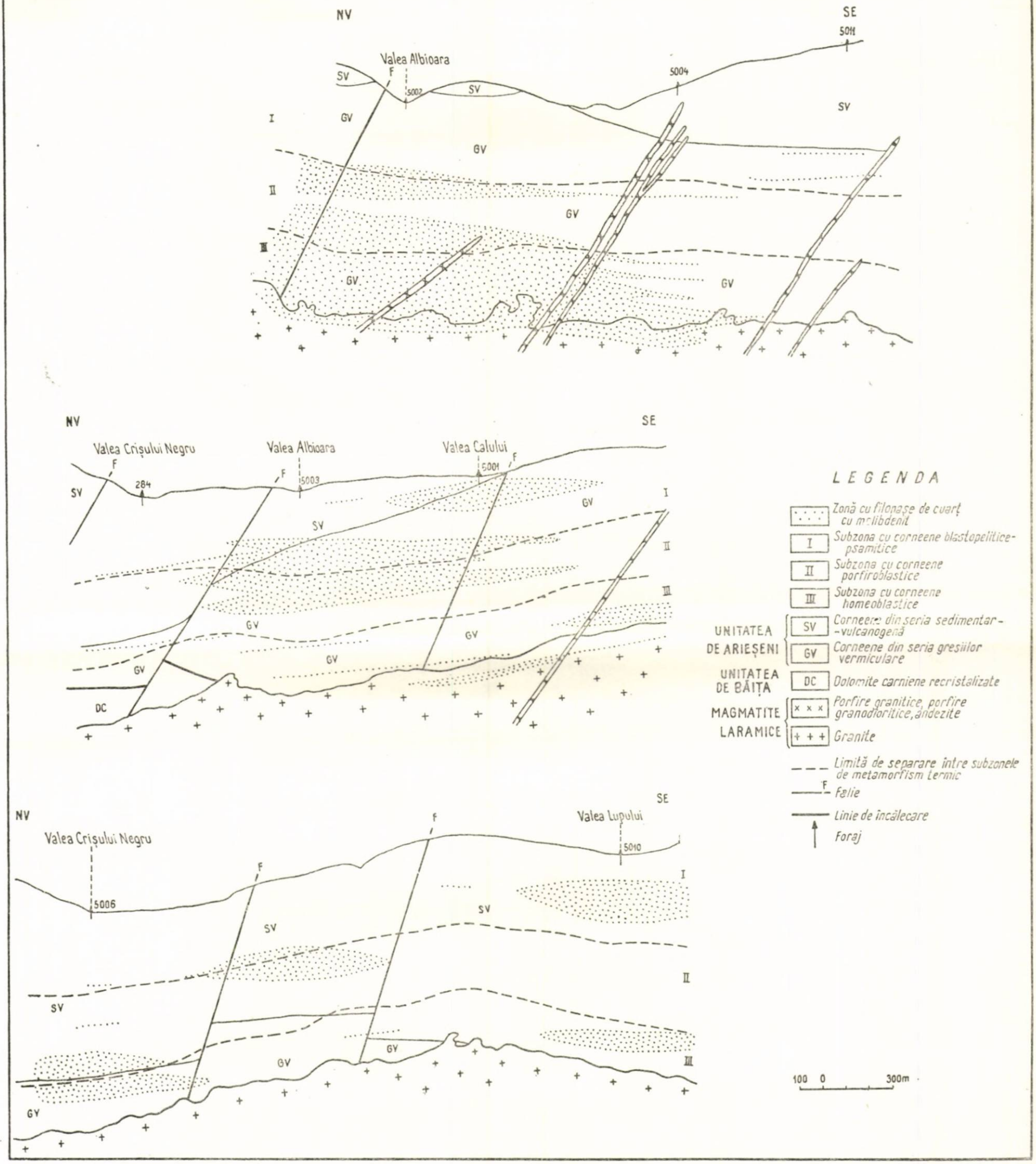


Fig. 8. — Secțiuni transversale prin zona cu filonașe de cuarț cu molibdenit din unitatea de Arieșeni.

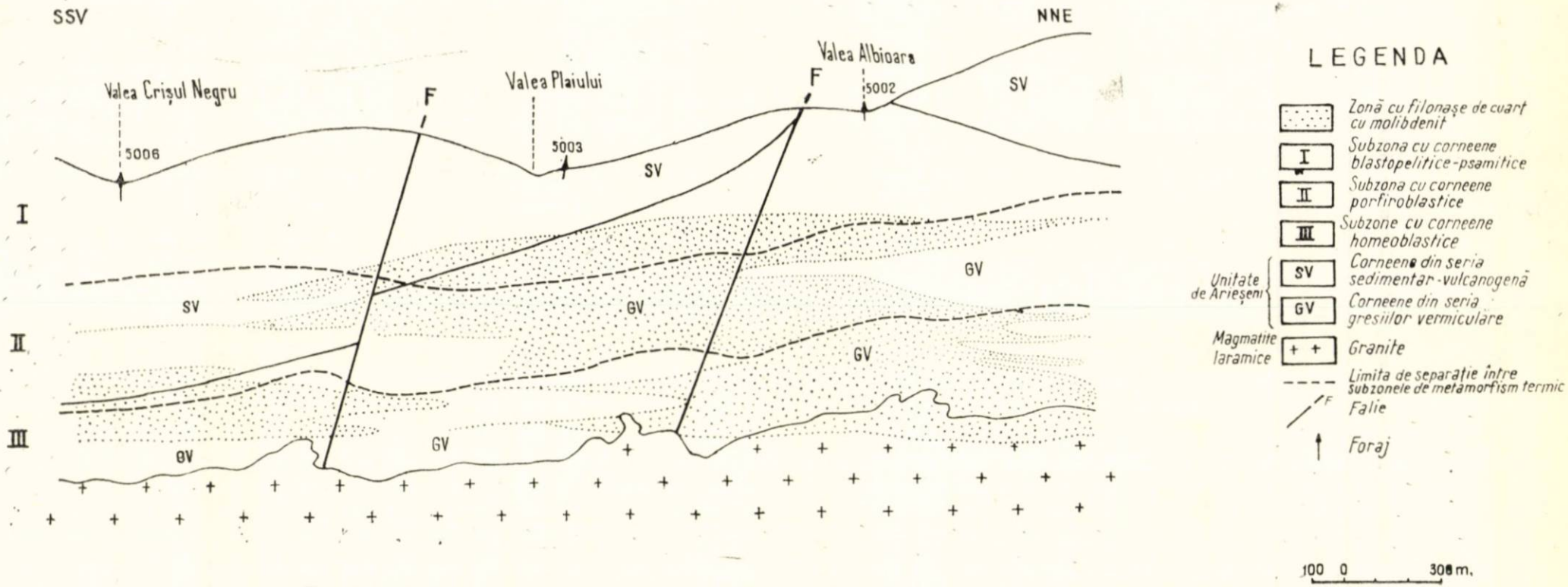


Fig. 9. — Secțiune longitudinală prin zona cu filonașe de cuarț cu molibdenit din unitatea de Arieșeni.

Tabelul nr. 1

Elemente minore în magmatite laramice şi corneene

Nr. probei	Roca	Forajul /adîncime	ppm					
			Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co
	Magmatite laramice							
1267	Granit cu biotit	5002 m 983	75	24	—	42	12	117
1244	Granit cu biotit	5004 m 1075	—	8	40	61	12	43
1167	Granit cu biotit	5006 m 1045	170	18	33	17	11	103
1160	Granit cu biotit	5006 m 945	—	5	—	12	13	107
1199	Granit cu biotit	5010 m 998	60	18	70	12	13	167
1210	Porfir granodioritic	5004 m 120	111	35	90	68	64	50
1289	Pegmatit granitic	5001 m 801	90	18	30	17	8	110
1193	Aplit granitic	5010 m 921	60	8	16	5	7	220
1287	Aplit granitic	5001 m 795	134	35	—	65	128	82
1163	Microgranodiorit	5006 m 1012	60	6	26	32	1	48
	Vulcanite permiene							
1134	Riolit	5006 m 370	—	74	65	35	29	48
1146	Riolit	5006 m 685	112	12	—	52	128	78
1294	Riolit	5003	40	72	77	30	13	38
	Corneene formate pe seama depozitelor sedimentare permiene							
1270	Corneene blastopsamitice	5001 m 60	68	23	—	55	63	64
1271	Corneană blastopsamitică	5001 m 97	150	26	80	80	180	60
1278	Corneană porfiroblastică	5001 m 462	118	14	—	34	92	38
1282	Corneană hemeoblastică	5001 m 675	—	24	110	49	97	187
1285	Corneană homeoblastică	5001 m 780	178	25	40	24	46	49
1246	Corneană blastopsamitică	5002 m 110	140	10	72	42	117	53
1250	Corneană porfiroblastică	5002 m 365	105	9	60	59	75	72
1252	Corneană porfiroblastică	5002 m 584	90	13	83	56	48	85
1255	Corneană homeoblastică	5002 m 719	120	9	—	80	132	49
1260	Corneană homeoblastică	5002 m 884	205	90	70	145	56	128
1300a	Corneană blastopsamitică	5003 m 265	90	76	—	34	32	140

Continuare tabelul nr. 1

Nr. probei	Roca	Forajul /adîncime	ppm					
			Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co
1300b	Corneană blastopsamitică	5003 m 265	110	13	—	23	35	136
1302	Corneană porfiroblastică	5003 m 453	80	18	—	32	72	49
1309	Coorneană homeoblastică	5003 m 820	—	8	—	23	52	62
1312	Corneană homeoblastică	5003 m 910	80	8	40	12	13	215
1203	Corneană blastopelitică	5003 m 10	40	—	78	38	170	167
1204	Corneană blastopelitică	5004 m 28	84	11	10	20	43	32
1207	Corneană blastopelitică	5004 m 65	—	8	38	49	11	32
1209	Corneană blastopelitică	5004 m 90	60	8	72	30	11	22
1217	Corneană blastopsamitică	5004 m 289	111	8	68	82	180	43
1218	Corneană blastopsamitică	5004 m 289	134	18	20	14	26	25
1221	Corneană porfiroblastică	5004 m 468	80	36	61	75	118	44
1229	Corneană homeoblastică	5004 m 844	60	41	71	64	240	65
1233	Corneană homeoblastică	5004 m 987	130	110	50	68	64	72
1119	Corneană blastopsamitică	5006 m 86	111	18	24	140	90	55
1120	Corneană blastopsamitică	5006 m 94	68	10	24	64	137	60
1126	Corneană blastopsamitică	5006 m 255	119	30	—	86	127	49
1130I	Corneană blastopsamitică	5006 m 332	150	9	20	80	83	96
1141	Corneană porfiroblastică	5006 m 496	—	24	48	30	91	71
1142	Corneană porfiroblastică	5006 m 497	82	8	—	74	70	90
1150	Corneană homeoblastică	5006 m 732	119	8	62	45	78	72
1152	Corneană homeoblastică	5006 m 848	80	6	80	23	35	200
1152a	Corneană homeoblastică	5006 m 848	100	8	65	49	41	230
1152b	Corneană homeoblastică	5006 m 848	110	7	36	35	40	165
1152c	Corneană homeoblastică	5006 m 848	140	8	36	28	32	83
1176I	Corneană blastopelitică	5010 m 126	170	46	90	204	220	75
1177	Corneană blastopelitică	5010 m 185	228	15	137	120	22	70
1179	Corneană blastopelitică	5010 m 237	205	164	48	14	56	60

Continuare tabelul nr. 1

Nr. probei	Roca	Forajul /adîncime	ppm					
			Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	Co
1184	Corneană porfiroblastică	5010 m 455	111	30	20	64	71	55
1185	Corneană porfiroblastică	5010 m 465	90	11	40	54	43	65
1189	Corneană homeoblastică	5010 m 815	70	21	71	33	36	68
1190I	Corneană homeoblastică	5010 m 858	40	8	60	56	150	55

Analist : V. Iosof

Din examinarea datelor analitice, atenţia este reţinută de modul de comportare al molibdenului, în special prin valorile sale relativ ridicate. În magmatitele laramice acest component variază între 60 şi 170 ppm (valoarea medie este 94,4 ppm), remarcîndu-se o creştere mai pronunţată în corneene, unde se distribuie în intervalul 40—228 ppm, din care peste 57 % din numărul analizelor reprezintă valori ce depăşesc 100 ppm. Conţinutul mediu al molibdenului dispersat în corneene este 111 ppm; în corneenele formate prin transformarea rocilor din seria gresiilor vermiculare valoarea medie ajunge la 112,9 ppm, iar în corneenele din seria sedimentar-vulcanogenă, conţinutul mediu este de 108,5 ppm (tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2

Valori medii privind conţinutul în elemente minore şi unele raporturi dintre acestea — în ppm —

Roci	Mo	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Ni/Co	Zn/Pb	Cu/Pb
Magmatite laramice	94,4	15,7	38,8	28,7	97	26,2	0,27	0,73	0,44
Corneene	111,0	24,7	57,0	56,8	81,9	85,8	1,04	0,99	0,43
Corneene pe seama seriei gresiilor vermiculare	112,9	24,6	61,3	49,3	95,4	78,3	0,82	0,80	0,40
Corneene pe seama seriei sedimentar-vulcanogene	108,5	26,3	52,8	68,0	66,0	95,8	1,45	1,27	0,47

Histograma frecvenţei conţinutului de Mo (fig. 10, IX) redă o distribuţie lognormală simetrică, indicînd prezenţa unei singure colectivităţi; mineralogic, acest aspect se traduce prin existenţa unei singure generaţii de molibdenit.

Din interpretarea acestor date rezultă următoarele :

— aureola de dispersie a molibdenului din aria de extindere a corneenelor şi a metasomatitelor este legată genetic şi controlată spaţial de apariţia zonei cu filonaşe de cuarţ cu molibdenit afiliată intruziunii laramice;

— conţinutul în molibden al corneenelor este sensibil mai ridicat faţă de cel din granitele laramice; ambele valori, pentru corneene şi pentru

granite, indică o creştere pronunţată în raport cu conţinutul normal al molibdenului din crustă şi din diferite tipuri de roci (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 3

Distribuţia molibdenului în crustă şi în diferite tipuri de roci
— în ppm —

Crusta oceanică	Crusta continentală	Roci sedimentare	Roci acide	granite	Corneene pelitice
1,5 *	1,1 *	2,9 *	1 **	1,9 **	1—3 ***

* După Lee Tan şi Yao Chi-Lung (1970).
** După V. V. Lyakhovich (1970).
*** După A. S. Joyce (1970).

— o astfel de dispersie cu valori ridicate în aureola de metamorfism de contact este menţionată şi în Caucaz la Tîrnîauz (V. Y. Lyakhovich şi colab., 1970), unde corneenele au conţinuturi de la 60—110 ppm Mo, dar în acest caz, granitele, care au provocat aureola de metamorfism, au numai 1,9 ppm Mo.

Urmărind distribuţia Cu, Pb, Zn, Co şi Ni în rocile eruptive laramice şi în corneene se observă o tendinţă generală de creştere a valorilor medii de la granite la corneene (Cu de la 15,7 la 24,7 ppm; Pb de la 38,8 la 57 ppm; Zn de la 28,7 la 56,8 ppm; Ni de la 26,2 la 85,8 ppm), excepţie făcînd Co care scade de la 97 ppm în granite la 81,9 ppm în corneene. Semnificativ este de asemenea creşterea raporturilor Ni/Co (de la 0,27 la 1,04) şi Zn/Pb (de la 0,73 la 0,99), în timp ce raportul Cu/Pb se menţine aproape constant (tabelul nr. 2).

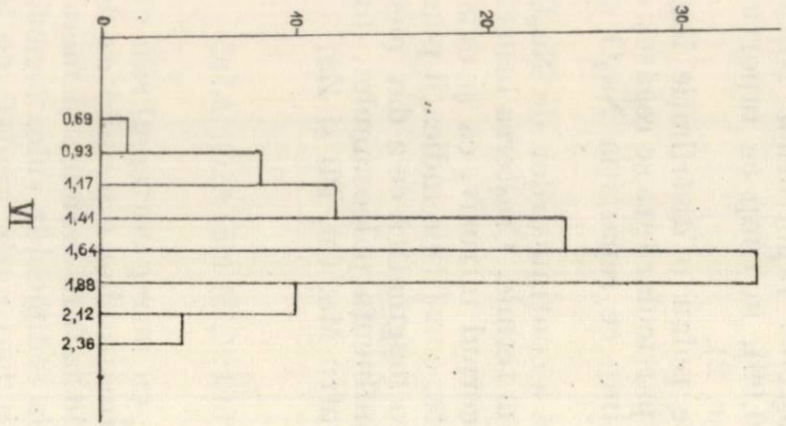
Histogramele frecvenţei acestor elemente redau o distribuţie lognormală (fig. 10, IV, V, VI, VII, VIII); aceeaşi particularitate se regăseşte în distribuţia Mn şi In (fig. 10, III, X), în timp ce repartiţia Na_2O şi K_2O este normală (fig. 10, I, II).

Din figura 11 rezultă o variaţie pronunţată a conţinuturilor de Na_2O K_2O, Mo, Cu, Pb şi Zn în aureola de metamorfism termic. Creşterea bruscă a valorilor, chiar la contactul corneenelor cu corpul intrusiv, ca şi existenţa unor conţinuturi relativ ridicate în granite, constituie indicaţii pentru localizarea sursei acestor elemente în camera magmatică ce a dat naştere prin diferenţiere magmatitelor laramice; influenţa paleosomului, din acest punct de vedere, este nesemnificativă pentru Mo, Cu, Pb şi Zn.

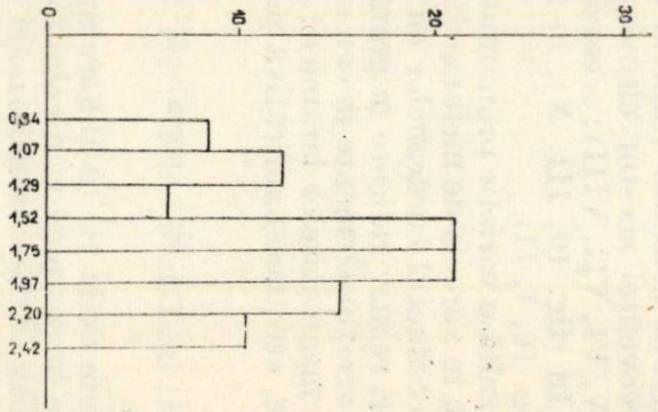
EVOLUŢIA PROCESELOR DE METAMORFISM TERMIC ŞI METASOMATIC

Plutonitul laramic de la Băiţa Bihorului, cu întreg cortegiul său de dykeuri eruptive, este intrus pînă la nivelul formaţiunilor din unitatea de Arieşeni. El a provocat variate transformări de natură termică şi metasomatică în seria gresiilor vermiculare şi în seria sedimentar-vulcanogenă, ale căror intensităţi se modifică, mai mult sau mai puţin gradat, de la contact spre marginea externă a aureolei de metamorfism; unele trans-

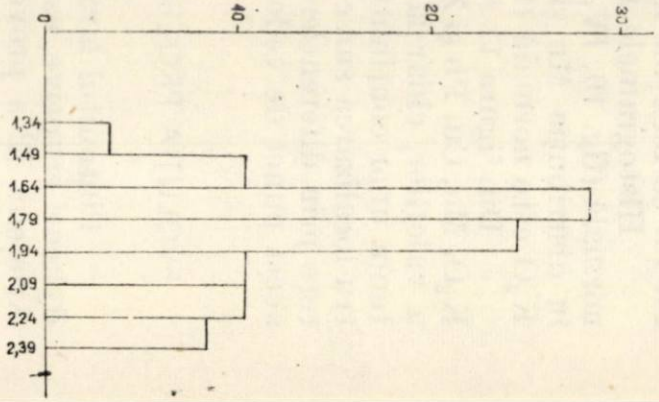
Frecvența relativă %



VI

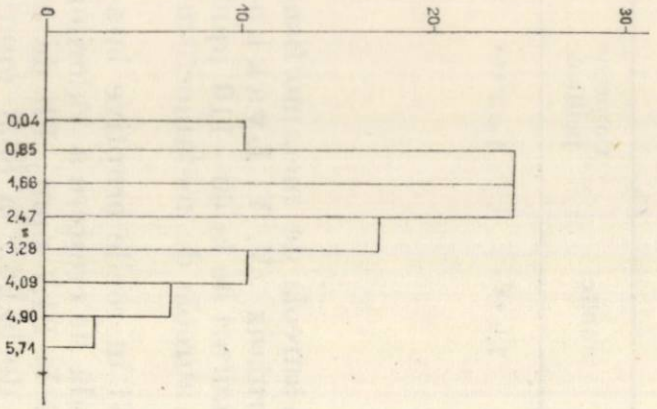


VII

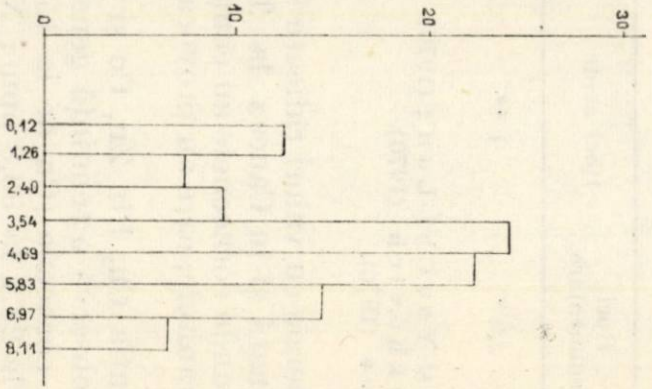


VIII

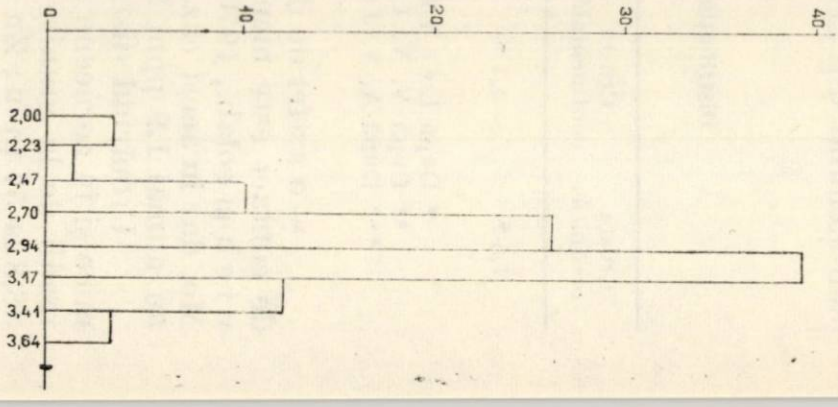
Frecvența relativă %



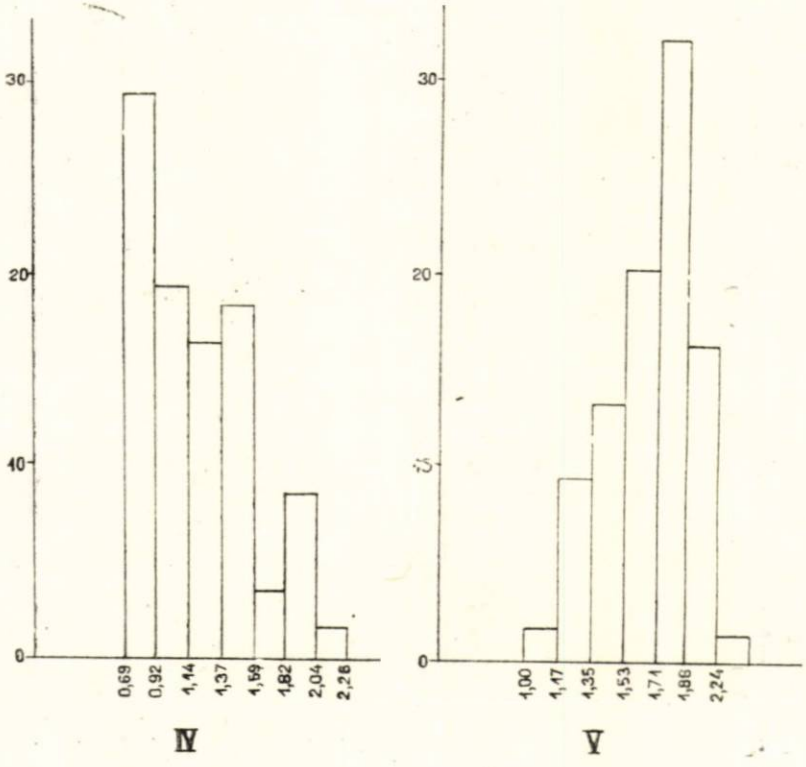
I



II



III



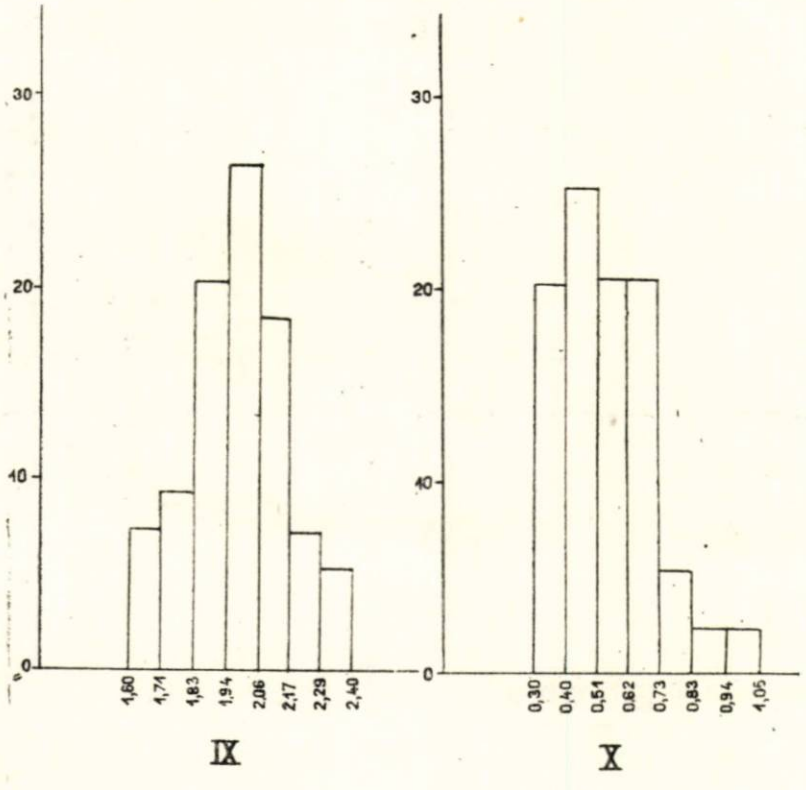


Fig. 10. — Histogramele distribuției elementelor și oxizilor în corneene și roci eruptive laramice.

I, Na_2O ; asimetrie = 1,7 ; exces = = − 0,64 ; distribuție normală ; *II*, K_2O ; asimetrie = − 1,26 ; exces = − 1, 1 ; distribuție normală ; *III*, Mn ; asimetrie = − 2,15 ; exces = 1,18 ; distribuție lognormală ; *IV*, Cu ; asimetrie = 2,06 ; exces = −0,01 ; distribuție lognormală ; *V*, Pb ; asimetrie = −1,1 ; exces = = − 0,93 ; distribuție lognormală ; *VI*, Zn ; asimetrie = −0,81 ; exces = = 0,39 ; distribuție lognormală ; *VII*, Ni ; asimetrie = −0,79 ; exces = − 1,58 ; distribuție lognormală ; *VIII*, Co ; asimetrie = 1,18 ; exces = − 1,12 ; distribuție lognormală ; *IX*, Mo ; asimetrie = 0,49 ; exces = = − 1,18 ; distribuție lognormală ; *X*, In ; asimetrie = 1,29 ; exces = = − 0,94 ; distribuție lognormală .

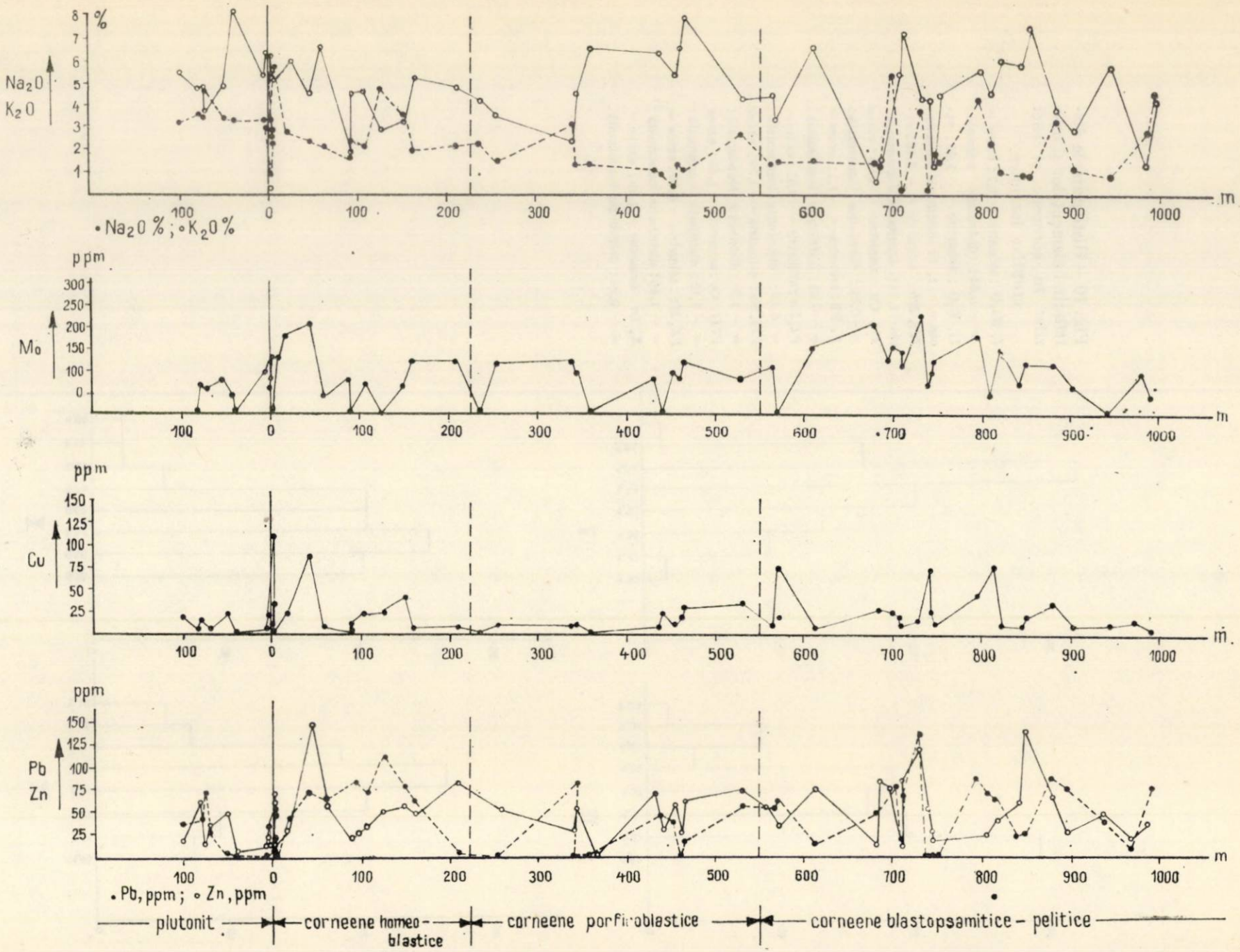


Fig. 11. — Variaţia conţinutului în Na_2O, K_2O, Mo, Cu, Pb şi Zn în aureola de contact.

formări hidrotermale au afectat de asemenea părţile periferice ale plutonitului, ca şi cortegiul său de dykeuri eruptive. Produsele metalogenetice reprezintă elemente componente ale metasomatozei hidrotermale la care se adaugă, cu preponderenţă, depunerile de la nivelul cavităţilor şi a fisurilor.

Desigur că dimensiunea apreciabilă a plutonitului, intensitatea fluxului termic, natura chimică a soluţiilor desprinse din camera magmatică şi variatele căi de circulaţie au reprezentat elemente importante pentru apariţia şi extinderea în spaţiu a aureolei de metamorfism de contact cu produsele sale de recristalizare termică şi metasomatică, împreună cu mineralizaţiile asociate. Considerăm, însă, că influenţa paleosomului, prin natura sa illitică şi pe alocuri carbonatică (fig. 12), s-a resimţit puternic în întreaga evoluţie a procesului de recristalizare, dar mai ales a procesului de diferenţiere hidrotermală. Această influenţă s-a manifestat diferenţiat în diferitele momente de desfăşurare a proceselor metasomatice; paleosomul a favorizat depunerea unor componenţi transportaţi de soluţii şi a înlesnit mobilizarea altor componenţi, preexistenţi în masa sa.

Apariţia plutonitului a declanşat reacţiile de natură termică, conducînd la formarea corneenelor şi şisturilor pătate din aureola de metamorfism; caracterele lor structurale şi mineralogice evidenţiază fenomenul de zonalitate termică (fig. 13 A).

Produsele metamorfismului metasomatic s-au suprapus pe fondul cu paragenezele provenite prin recristalizarea termică. Ele cuprind variate parageneze, care apar într-un larg interval de temperatură.

Primele manifestări metasomatice au condus la formarea, cu caracter local, a skarnelor cu andradit şi a skarnelor cu hedenbergit. Paragenezele lor aparţin stadiului alcalin timpuriu de temperatură ridicată (fig. 14). Următoarele reacţii metasomatice, care au afectat în primele momente chiar şi skarnele, au dat o gamă largă de parageneze hidrotermale. Dintre acestea, trei asociaţii sînt mai importante, sub aspect cantitativ şi calitativ: epidot + actinot; cuarţ + sericit + clorit şi cuarţ + albit.

Asociaţia epidot + actinot, care marchează dealtfel începutul suitei de reacţii hidrometasomatice, s-a format în condiţiile de neutralizare a soluţiilor, la temperaturi de circa 400°C. Ocurenţa acestui facies este modestă la nivelul granitelor din partea superioară a plutonitului şi devine importantă în aureola de contact, îndeosebi în zona externă cu şisturi pătate şi în subzona cu corneene blastopelitice-psamitice. Este o metasomatoză feriferă, predominant de infiltraţie, care reflectă nu numai aportul intensiv al fierului, dar şi mobilitatea lui pronunţată.

Creşterea aciditătii soluţiilor a condus la apariţia asociaţiei cuarţ + sericit + clorit, cu extindere generalizată în apropierea plutonitului, în masa corneenelor; este rezultatul unei metasomatoze potasice. Paragineza cuarţ + turmalină + muscovit caracterizează zone cu condiţii locale de aciditate sporită. Punctul maxim al aciditătii este redat de îmbogăţirea pronunţată a soluţiilor în silice, care a determinat formarea cuarţitelor hidrometasomatice, însoţite de depuneri de cuarţ la nivelul planelor de discontinuitate. Acestui moment îl corespund condiţiile optime de apariţie a molibdenitului şi, ulterior, a piritei; fiecare tip de mineralizaţie este

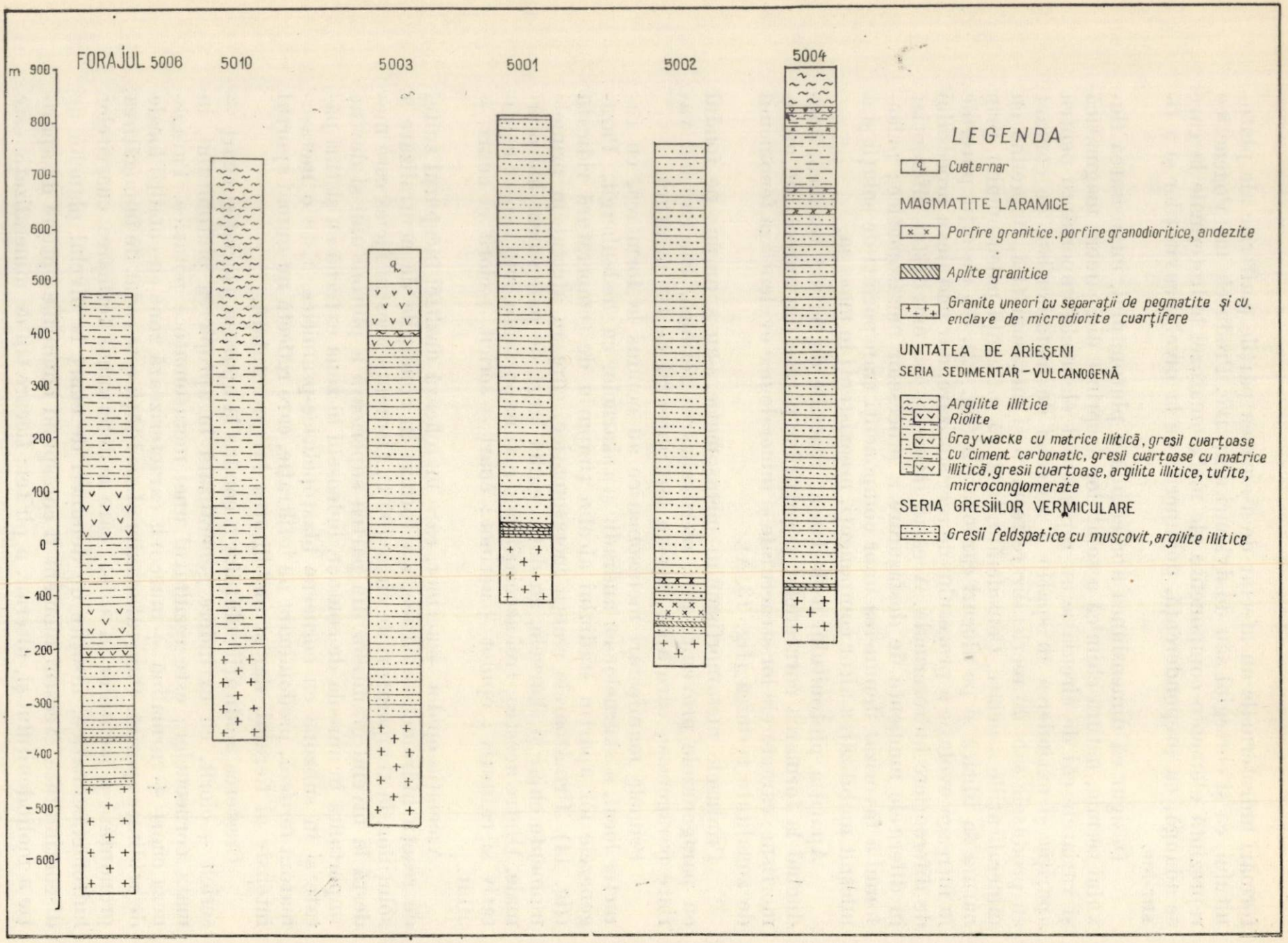


Fig. 12. — Reconstituirea litologică a formaţiunilor premetamorfice din unitatea de Arieşeni.

precedat de o fisurare a rocilor care a favorizat depunerea sub formă de filonaşe a cuarţului cu molibdenit şi apoi a cuarţului cu pirită.

Soluţiile migrînd tot mai departe de sursă tind să se neutralizeze, ca urmare a scăderii temperaturii şi a influenţei paleosomului. În astfel

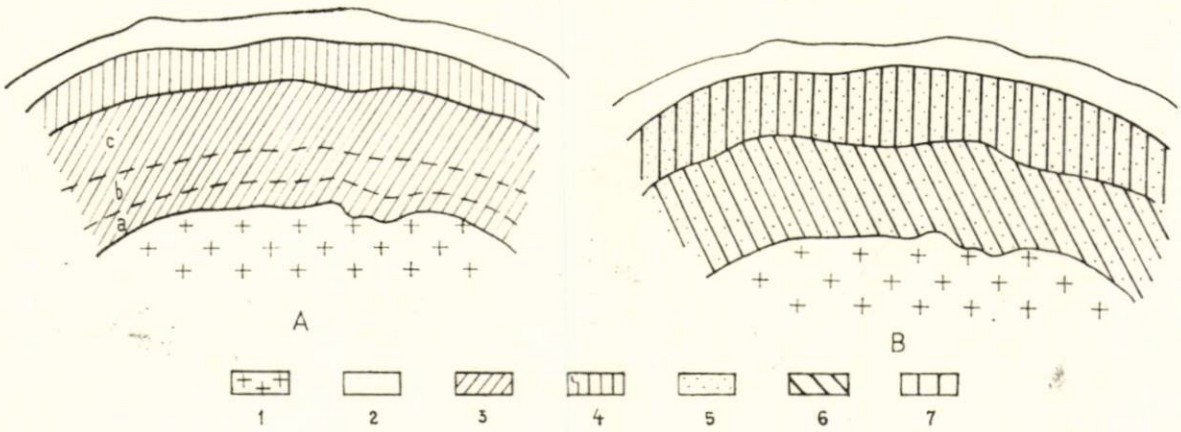


Fig. 13. — Schiţă de ansamblu privind distribuţia zonală a produselor metamorfismului termic (*A*) şi metasomatic (*B*).

1, Magmatite laramice; *2*, paleosom paleozoic din unitatea de Arieşeni; *3* şi *4*, aureola de metamorfism termic în unitatea de Arieşini; *3*, zona internă cu corneene; *3a*, subzona cu corneene blastopelitice-psamitice; *3b*, subzona cu corneene porfiroblastice; *3c*, subzona cu corneene homeoblastice; *4*, zona externă cu şisturi pătate; *5*–*7*, metasomatite şi depuneri în cavităţi; *5*, asociaţia epidot + actinot; *6*, asociaţia cuarţ + sericit + clorit; *7*, asociaţia cuarţ + albit.

de condiţii rezultă asociaţia cuarţ + albit, ce are o extindere largă în zona externă cu şisturi pătate şi în subzona cu corneene blastopelitice-psamitice; este efectul unei metasomatoze sodice. Distribuţia în spaţiu a acestei asociaţii în raport cu poziţia faciesului cuarţ + sericit + clorit redă în mod evident un caracter zonal (fig. 13 B); ambele asociaţii se suprapun faciesului cu epidot şi actinot, format anterior.

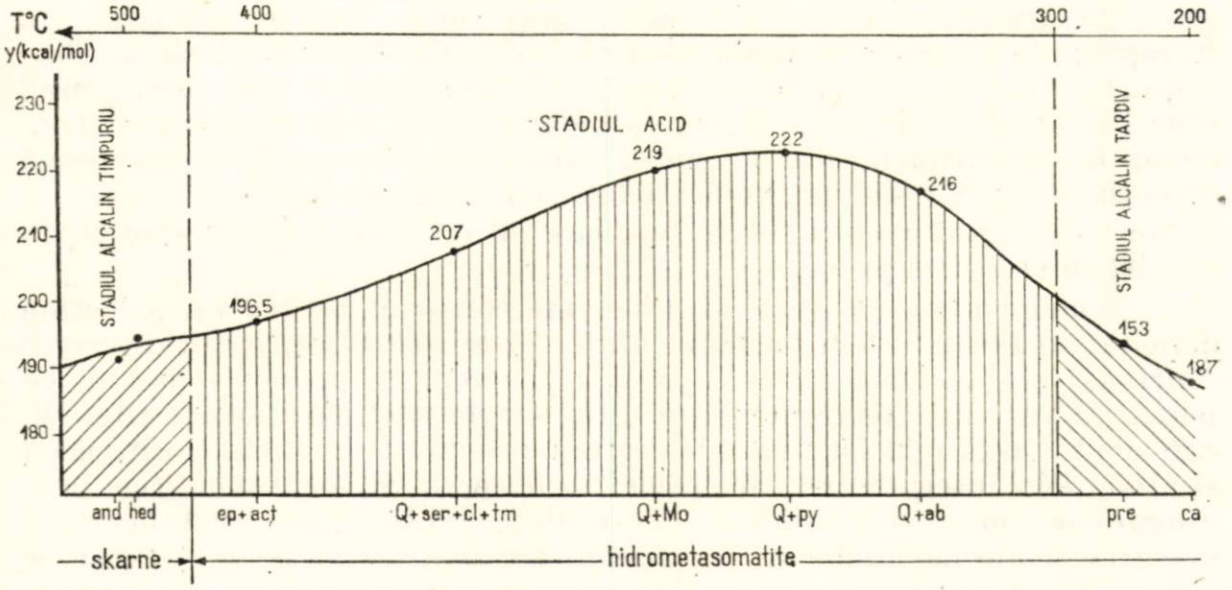


Fig 14. — Schiţă de ansamblu indicînd evoluţia procesului de metasomatoză în funcţie de temperatură şi de caracterul de alcalinitate-aciditate al soluţiilor.

La temperaturi mai scăzute, sub 300°, în condiţiile stadiului alcalin tardiv se nasc anhidritul, prehnitul, calcitul şi în final zeoliţii. Pentru

această etapă, care încheie evoluţia diferenţierii hidrotermale, sînt semnificative îndeosebi depunerile la nivelul fisurilor care se dezvoltă discontinuu pe toată înălţimea aureolei de contact, uneori chiar depăşind-o.

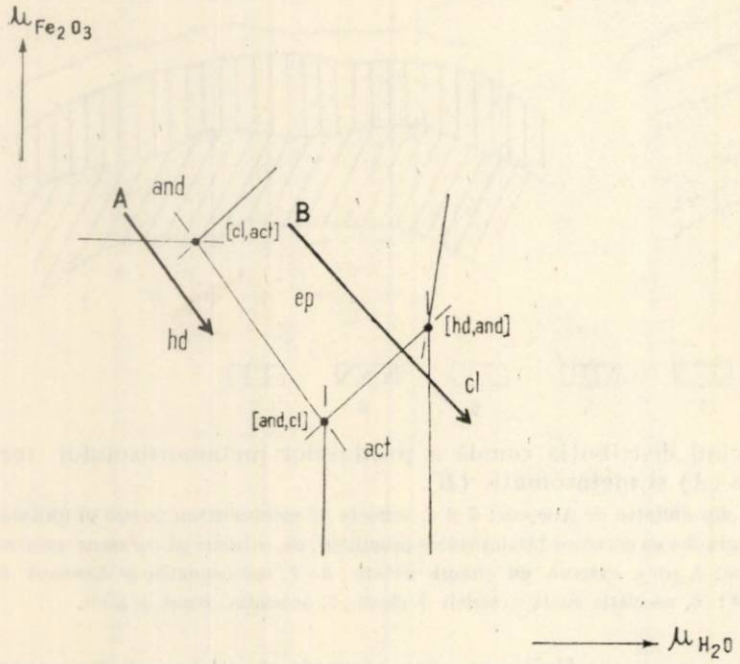


Fig 15. — Diagrama $\mu_{Fe_2O_3} - \mu_{H_2O}$ pentru sistemul $CaO - Fe_2O_3 - H_2O$.

Pe baza acestor elemente paragenetice am construit două modele teoretice care încearcă să redea unele particularităţi privind evoluţia metasomatozei ferifere şi a metasomatozei alcaline.

Modelul metasomatozei ferifere este caracteristic pentru un paleosom predominant carbonatic (cimentul carbonatic al unor gresii din unitatea de Arieşeni), în condiţiile unui aport substanţial de fier (fig. 15). El reprezintă o parte a unui multisistem ce constituie trei fascicule stabile : [cl, act], [and, cl], [hed, and]. Vectorul A indică reducerea caracterului iniţial oxidant al fluidelor pirometasomatice (and → hed), fenomen controlat de impurităţile din cimentul carbonatic. Vectorul B marchează evoluţia soluţiilor hidrotermale : odată cu creşterea aciditătii acestora se trece de la un mediu oxidant (ep) la unul reducător (act şi apoi cl) în paralel cu creşterea μ_{H_2O}.

Modelul metasomatozei alcaline este construit pentru un paleosom deficitar în fier şi calciu (argilite, illitice, gresii cu matrice illitică, gresii cuarţoase etc.), considerînd Na_2O şi K_2O drept componenţi mobili, cu potenţial variabil. Acest model este un sistem multicomponent (fig. 16) care evidenţiază relaţiile mutuale dintre muscovit, turmalină, clorit, cuarţ şi albit. Din interpretarea diagramei se observă că metasomatitele examinate corespund faciesurilor din cîmpurile I, II şi III. Vectorul A sugerează evoluţia neoformaţiunilor de la un caracter acid (asociaţia q + turm. + musc. din cîmpul I şi asociaţia cl. + q + ser. din cîmpul II) cu momentul culminant de apariţie a cuarţitelor hidrotermale, pînă la manifestarea tendinţei de neutralizare a soluţiilor (asociaţia q + ab. din cîmpul III). Faciesurile din cîmpurile IV şi V, indicatoare ale μ_{Na_2O} ridicat, n-au fost identificate la Băiţa Bihorului.

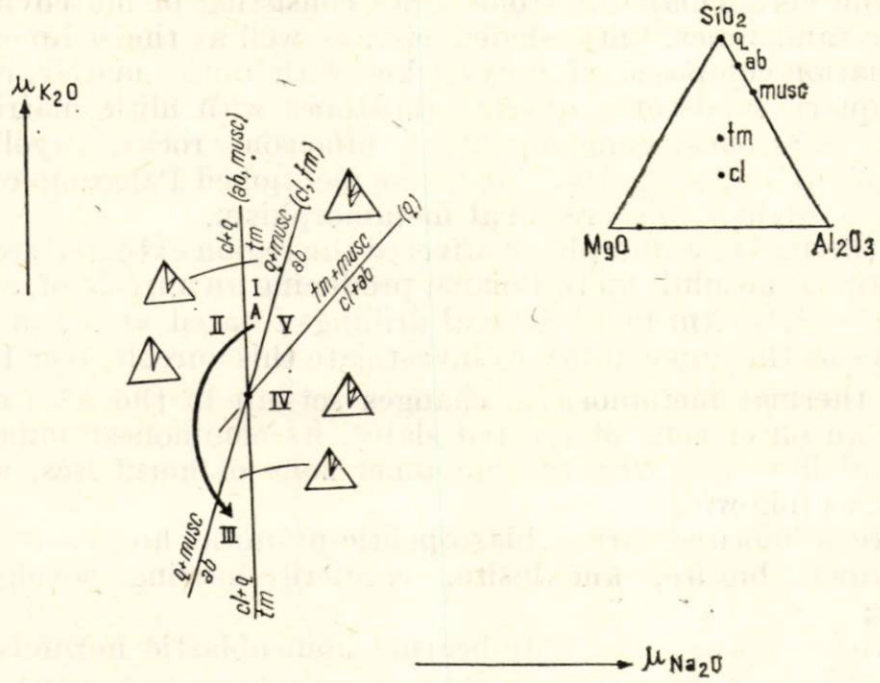


Fig. 16. — Diagrama $\mu_{K_2O} - \mu_{Na_2O}$ pentru sistemul SiO_2 — MgO — Al_2O_3 — K_2O — Na_2O.

Privind în ansamblu evoluţia proceselor de diferenţiere postmagmatică, se pot remarca următoarele aspecte:

1. Modificarea treptată a caracterului iniţial oxidant al soluţiilor pe măsura creşterii aciditătii.
2. Manifestarea metalogenezei corespunde momentului de maximă aciditate a soluţiilor.
3. Apariţia unei zonalităţi verticale în stadiul acid (cuarţ + albit, dominant în zona externă; cuarţ + sericit + clorit, preponderent în zona internă), care se suprapune faciesului epidot + actinot cu o largă repartiţie în spaţiu.
4. Influenţa tot mai pronunţată a paleosomului în formarea metasomatitelor. Antrenarea potasiului din partea superioară a plutonitului, ca urmare a fenomenului de albitizare autometasomatică, a constituit, alături de potasiul mobilizat din fracţiunea illitică a corneenelor, sursa pentru apariţia sericitului din asociaţia cuarţ + sericit + clorit. Nivelul superior bogat în albit este, în principal, rezultatul mobilizării sodiului din feldspaţii de natură clastică, sericitizaţi, şi aportului din camera magmatică.

THERMAL AND METASOMATIC METAMORPHISM OF THE PALEOZOIC ROCKS BELONGING TO THE ARIEŞENI UNIT (BĂIŢA BIHORULUI)

SUMMARY

The Laramian intrusive body from Băiţa Bihorului, accompanied by a suite of igneous dikes, produced a contact aureole within the Paleozoic

molasse (the vermicular sandstone series consisting of muscovite-bearing feldspathic sandstones, illitic shales, etc., as well as the sedimentary-volcanic formation composed of graywackes with illitic matrix, carbonate-cemented quartz sandstones, quartz sandstones with illitic matrix, quartz sandstones, sillstones, conglomerates, tuffaceous rocks, rhyolites, etc.) of the Arieşeni unit (fig. 10). The above mentioned Paleozoic rocks have undergone a slight Alpine regional metamorphism.

The thermal metamorphism affected the region extented from Dealul Blidar (Băiţa Bihorului) up to Poiana, producing an aureole of 8 km long, 5 km wide and 1,5 km high. Several drillings located at Băiţa Bihorului (fig. 1) gave us the opportunity to investigate this aureole over 1 km high.

The thermal metamorphic changes set up in the area are represented by an outer zone of spotted slates, its commonest mineral being dioctahedral illite (fig. 2b), and an inner zone of hornfelses, which can be divided as following :

— green biotite-bearing blastopelitic-psamitic hornfelses ;

— brown biotite, andalusite, cordierite-bearing porphyroblastic hornfelses ;

— brown biotite, cordierite-bearing homeoblastic hornfelses.

The effects of the metasomatic metamorphism in hornfelses (fig. 6) are simple in the pyrometasomatic stage when andradite and hedenbergite skarns occurred, and very complex in the hydrothermal stage : the temperature being sufficiently high, the assemblage epidote + actinolite resulted, widely developed from the contact of the pluton with the hornfelses up to the spotted slates zone. Following this, the assemblage quartz + sericite + chlorite has been produced closer to the intrusion, while the assemblage quartz+albite further away, giving rise to a concentric zoning superposed upon early epidote + actinolite facies. Among other products may be mentioned the assemblage quartz + tourmaline + muscovite which occurred in places instead of the assemblage quartz + sericite + chlorite, especially near the contact of the pluton with hornfelses. On the other hand, the hydrothermal quartzites have a much larger extent ; the quartz veinlets, carrying molybdenite, exhibit a genetic connection with these metasomatic rocks (figs 6 —9).

The results of the analytical data indicate a lognormal distribution of Mo, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, In, Mn, and a normal distribution of Na_2O and K_2O (fig. 8). Of these elements, the Mo behaviour is noteworthy (Table 1) ; slightly high values are recorded in the pluton (60 —170 ppm, with an average content of 94 ppm), which still increase throughout the aureole (40 —228 ppm in hornfelses, with an average content of 111 ppm). Figure 9 establishes a marked variation of Na_2O, K_2O, Mo, Cu, Zn, Pb contents across the aureole, exhibiting a sharp increase near the granite contact. Adding the fact that high contents of such elements are found in the pluton, it can be suggested that the Mo, Cu, Pb, Zn source is located inside the magmatic reservoir ; from these it is seen the unsignificant influence of the original host rock concerning the metals taken into acount.

The spatial distribution of the occurrences across the contact aureole reflects a conspicuous thermal zoning, due to the isochemical progressive metamorphism (fig. 11). Metasomatism of the early alkaline stage,

performed at high temperature, produced, in places, andradite and hedenbergite skarns (fig. 12). The subsequent hydrothermal solutions were responsible for a various paragenetic sequence; the most important assemblages are epidote + actinolite, quartz + sericite + chlorite and quartz + albite. The assemblage epidote + actinolite is related to neutral solutions, while the assemblage quartz + sericite + chlorite is characteristic of the acidic stage during the evolution of postmagmatic fluids; the highest acidity is represented by the enrichment in silica, forming hydrometasomatic quartzites and molybdenite bearing quartz veins. Moving further away from the pluton contact, the solutions became again neutral because of decreasing temperature and reaction with the host rock; the assemblage quartz + albite resulted therefore. Last, at very low temperature, the late alkaline metasomatism have produced anhydrite, prehnite, calcite and, finally, zeolites.

BIBLIOGRAFIE

ARABU N. (1941), *La géologie des environs de Băiţa (dép. du Bihor)*, C. R. Inst. Géol. Roum., **25**.

BJÖRLIKE K. (1965), *The geochemistry and mineralogy of some shales from the Oslo Region*, Norsk. Geol. Tiddsk., **45**, *4*.

BLEAHU M. (1963), *Corelarea depozitelor paleozoice din Munţii Apuseni*, As. geol. carp. Balc., Cgr. V, **3**, *1*.

BLEAHU M., BORCOŞ M., SAVU H. (1968), *Notă explicativă, harta geologică 1 : 200 000 No. 17, Brad*, Com. Stat Geol.

BROWN G. (1961), *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*, Min. Soc. London.

CAROZZI A. (1960), *Microscopic sedimentary petrography*, Willey and Sons, New York.

CIOFLICA G., VLAD Ş. (1968), *Observaţii asupra skarnelor de la Băiţa Bihorului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **13**, *1*.

— (1970), *La nature polyascendente des métasomatites laramiques de Băiţa Bihorului (M. Apuseni)*, Acta Geol. Hung., **14**.

— (1973), *Contribution à la connaissance des types structuraux de pyrométasomatites laramienes de Roumanie*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie, **17**, *1*.

CIOFLICA G., VLAD Ş. (1973), *The correlation of Laramian metallogenic events belonging to the Carpatho-Balkan area*, Rev. roum. Géol. Géophys., Géogr., Série de Géologie, **17**, *2*.

CIOFLICA G., VLAD Ş., STOICI S. (1971), *Répartition de la minéralisation dans les skarns de Băiţa Bihorului*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie, **15**, *1*.

DUNOYER de SEGONZAC G. (1969), *Les mineraux argileux dans la diagenèse: passage au métamorphisme*, Mem Serv. C. Geol. Als. Lor. No. 29.

EL SHARKAWI M. A., DEARMAN W. R. (1967), *Metasomatism of cherts on the north-west margin of Dartmoor, Devonshire*, Min. Mag., **39**, *278*.

GHERASI N. (1969), *Microfaciesuri, metamorfism termic şi metasomatic în bazinul superior al Crişului Negru*, D. S. Inst. geol., **54**, *3*.

GIUŞCĂ D. (1937), *Les Phénomènes des métamorphisme hydrothermale des roches paléozoiques des Monts du Bihor (Transilvanie)*, Bul. lab. min. Univ. Buc., **2**, *1*.

GIUŞCĂ D., CIOFLICA G., SAVU H. (1966), *Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice*, An. Com. Stat. Geol., **35**.

GIUŞCĂ D., BLEAHU M., BORCOŞ M., DIMITRESCU R., KRÄUTNER H., SAVU H. (1968), *Neogene volcanism and ore deposits in the Apuseni Mountains*, Guide Ex. 48, Int. Géol. Congr. 23th Sess. Praque.

GIUŞCĂ D., ISTRATE G., ŞTEFAN A. (1969), *Le complexe volcanoplutonique de la Vlădeasa (Roumanie)*, Bul. Volc., **33**, *4*.

JOYCE A. S. (1970), *Chemical variation in a pelitic hornfels*, Chem. Geol., **6**, *1*.
JUDE R., ŞTEFAN A. (1967), *Contribuţii la studiul petrografic al banatitelor din partea de sud a Munţilor Bihor (Munţii Apuseni)*, D. S. Inst. geol., **53**, *1*.
LEE TAN, YAO CHI-LUNG (1970), *Abundance of chemical elements in the earth's crust and its major tectonic units*, Int. Geol. Rev., **12**, *7*.
LYAKHOVICH V. Y., NONESHNIKOVA V. I., SVIRIDENKO A. F. (1970), *Mineralogical and geochimical features of contact rocks, Tyrnyauz deposit*, Int. Geol. Rev., **12**, *3*.
PETTIJOHN F. J. (1957), *Sedimentary rocks*, New York.
PITCHER W. S., SINHA R. C. (1958), *The petrochemistry of the Aradara aureole*, Q.J.G.S., **CXIII**, *451*, 3.
REVERDATTO V. V. (1970), *Faţii kontaktovo metamorfizma*, Nedra, Moscova.
SCHERBA G. N. (1970), *Greisens*, Int. Geol. Rev., **12**, *2—3*.
STEMPROK M. (1963), *Tin-tungsten and lithium deposit of Cinovec. Guide ex.*, Symp. Probl. Postm. Ore Dep. Praque.
WEAVER CH. E. (1960), *Possible uses of clay minerals in the seaech for oil* in *Clays and clay minerals*, mon. no. 9, Earth Sciences.
WINKLER H. G. F. (1967), *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Berlin.
WODZICKI A. (1971), *Migration of trace elements during contact metamorphism in the Santa Rosa Range, Nevada, and its bearing on the origin of ore deposits associated with granitic intrusions*, Min. Dep., **6**, *1*.
ZHARIKOV V. A. (1970), *Skarns*, Int. Geol. Rev., **12**, *5—6—7*.

Primit în redacţie la 2 aprilie 1974

Universitatea Bucureşti,
Facultatea de geologie-geografie,
Institutul de geologie şi geofizică,
Exploatarea minieră Bihor

ASUPRA PREZENȚEI HISINGERITULUI ÎN ZĂCĂMÎNTUL PIROMETASOMATIC DE FIER DE LA MAȘCA (VALEA IARA, MUNȚII APUSENI)

DE

IOAN MÂRZA, LUCREȚIA MÂRZA

Cu toate că hisingeritul (ferisilicat de fier cu $Fe^{3+} : Si \sim 1 : 1$; H. S t r u n z 1970) este un mineral mai puțin frecvent în natură, literatura de specialitate îl menționează în numeroase ocurențe din S.U.A., U.R.S.S., Canada, Suedia, Norvegia, Japonia etc., asociat unor zăcăminte sau substraturi geologice felurite.

Sub raportul proprietăților mineralogice, fizice și chimice, cît și a produșilor de transformare, valorile obținute prin analiza hisingeritului provenit din diferite puncte, de cele mai multe ori nu concordă întru totul, ceea ce a dat naștere la discuții, îndeosebi privitoare la structura mineralului și la compoziția chimică.

Prezența hisingeritului este menționată în condiții geologice dintre cele mai variate. Astfel, hisingeritul este descris ca produs de alterare a olivinei din gabrourile keweenawaniene ale complexului Beaver Bay și ca mineral secundar pe fisuri (1—5 mm grosime) în cuprinsul zăcămintelor de fier metamorfozate East Mesabi (S.U.A.), mai frecvent în zone cu mult fayalit și hipersten pe seama cărora s-a format (J. A. W h e l e n, S. S. G o l d i c h, 1961). Asociat șisturilor granat-biotitice precambriene cu minereu piritic și calcopiritic de la Wilcox Mine, Parry Sound (Ontario, Canada) apare hisingerit în mase compacte și ca „diseminări", provenit, după opinia lui G. M. S c h w a r t z (1924, din W h e l e n și G o l d i c h, 1961), în urma alterării hiperstenului. În zăcămîntul plumbo-zincos Montauban (Quebec, Canada), cantonat în calcare cristaline cu diopsid și tremolit, hisingeritul substituie pseudomorf diopsidul și mai rar alți componenți. A. P. N i k o l o v s k i (1955) descrie hisingerit în brecii tectonice, încadrate seriei cristaline de Krivoi Rog (U.R.S.S.); mineralul apare pe fisuri ce se întretaie, de unde apartenența sa la două generații.

La noi în țară, hisingeritul a fost semnalat în cuprinsul minereului primar de mangan asociat șisturilor cristaline de pe valea Cufoaia (Munții Preluca) și în zăcămîntul metamorfic de mangan de la Delinești (Banat), de către D. G i u ș c ă (1962). Autorul remarcă formarea hisingeritului de la Răzoare pe seama knebelitului pe care adesea îl substituie pseudomorf, sau se depune pe fisuri. O mențiune privind hisingeritul în România face F. V. Ciuhrov (1955), arătînd că hisingeritul izotrop din nordul României, cu conținut ridicat în apă ($H_2O+ = 6{,}97\ \%$ și $H_2O- = 22{,}96\ \%$), a fost descris ca n e m e c i t. Prezența n e o t o k i t u l u i (hisingerit, manganifer) a fost remarcată de D. R ă d u l e s c u și V. I g n a t (1958) pe fisurile minereului manganifer de la Iacobeni (Moldova) și de către F l. C o d a r c e a și V. C o d a r c e a (1963) în roci silicioase manganoase din cristalinul danubian (Banat). Recent s-a descris hisingerit, ca un nou

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 19, P. 69—75, BUCUREȘTI, 1974

mineral în zăcămîntul cuprifer epimetamorfozat de la Fagul Cetății, cîmpul minier Bălan (I. M â r z a și colab., 1973). Hisingerit intens limonitizat, depus pe fisuri (1 la 5 cm grosime), a colectat L u c r e ț i a M â r z a din zăcămîntul polimetalic vulcanogen-sedimentar de la Leșu Ursului (orizontul 1 100, zona III, abataj 14), asociat unității epimetamorfice de Bistrița (Carpații Orientali).

Eșantioanele studiate de noi provin din zăcămîntul pirometasomatic de la Mașca (jud. Cluj), generat sub acțiunea de contact a banatitelor granodioritice laramice, asupra calcarelor cristaline aparținătoare seriei de Baia de Arieș (I. M â r z a, 1969).

Hisingeritul se dispune pe fisurile skarnului granatifer — piroxenic cu pirotin (pl. I, fig. 1) și intergranular silicaților skarnici. Pereții fisurilor mineralizate prezintă urmele unei fricționări anterioare depunerii hisingeritului, ceea ce dovedește formarea relativ recentă a mineralului. În parageneză cu hisingerit apare marcasit dispus în lamele (0,15 —0,20 mm grosime) alternante cu acesta.

Mineralul are culoare neagră-brună, reflexe interne brun-roșcate, aspect de rășină, duritate scăzută (D = 3); este foarte fragil, spărgîndu-se concoidal. Urma la zgîriere este brun-gălbuie.

La microscop, hisingeritul prezintă culoare brună cu nuanță aurie în secțiuni mai subțiri și cu tentă roșcată în secțiuni mai groase. Intensitatea este cauzată de prezența sau absența goethitului rezultat prin descompunerea parțială a hisingeritului.

Hisingeritul este apleocroic și izotrop, observîndu-se cu totul incidental porțiuni reduse cu birefringență de tensiune (pl. I, fig. 2).

Examinînd la microscop în secțiuni subțiri și șlifuri minereul skarnic din imediata vecinătate a fisurilor cu hisingerit, se constată compoziția granat-piroxenică a skarnului, la care se adaugă sulfuri : pirotină, pirită, mai rar calcopirită și granule de magnetit. Masa granaților perfect izotropi conține cristale izolate de piroxeni sau agregate granulare.

Conform analizelor Fedorov, piroxenul corespunde compoziției : diopsid ~ 87 % și hedenbergit ~ 13 % (2 V = + 67° : cNg = 42°). La microscop se observă foarte clar transformarea secundară a piroxenului în iddingsit (pl. I, fig. 3, 4), mineral fibros slab pleocroic, cu extincție dreaptă și culoare brun-gălbuie la roșcată ; intensitatea culorii este în dependență de cantitatea hidroxidului de fier (goethit). Iddingsitizarea piroxenului începe la marginea cristalelor, pe liniile de fracturi și clivaj, acoperind în cele din urmă integral suprafața mineralului pînă la substituția totală. Iddingsitul rezultat este în parte mobilizat pe fisurile minereului și depus selectiv sub formă de hisingerit.

Analiza chimică a hisingeritului (tabelul nr. 1) relevă o cantitate ridicată de Fe_2O_3, SiO_2 și H_2O (total) față de care restul oxizilor apar în cantitate neglijabilă. Raportul procentual al oxizilor hisingeritului descris în literatură, este în general variabil. În ansamblu, chimismul hisingeritului de la Mașca este comparabil hisingeritului din Uzbekistan, prezentat de F. V. C i u h r o v (1955). (tabelul nr. 1). Cantitatea extrem de redusă a MnO arată că nu este vorba de un hisingerit manganifer (neotokit).

Hisingeritul supus analizelor a fost separat sub lupa binoculară, fiind deosebit de pur, ceea ce rezultă din analizele de raze X. Avînd în vedere puritatea materialului analizat chimic — prezența unor hidroxizi

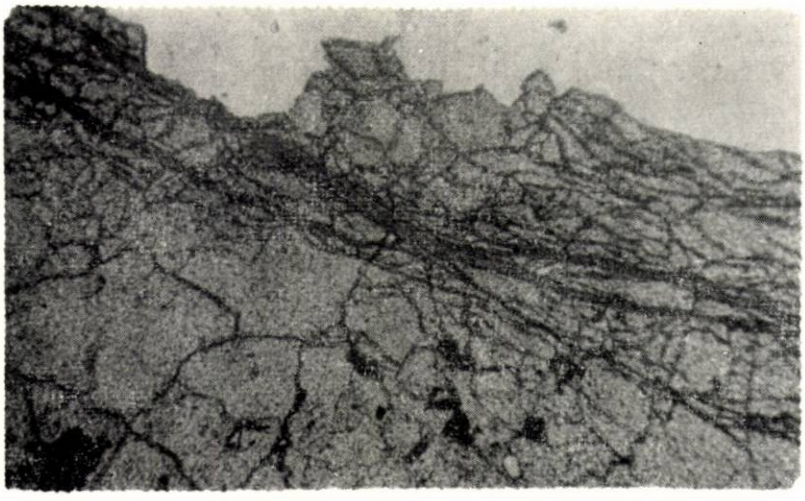


Fig. 1. — Fisuri în granat umplute cu hisingerit. Microfotografie, N (—); × 40.

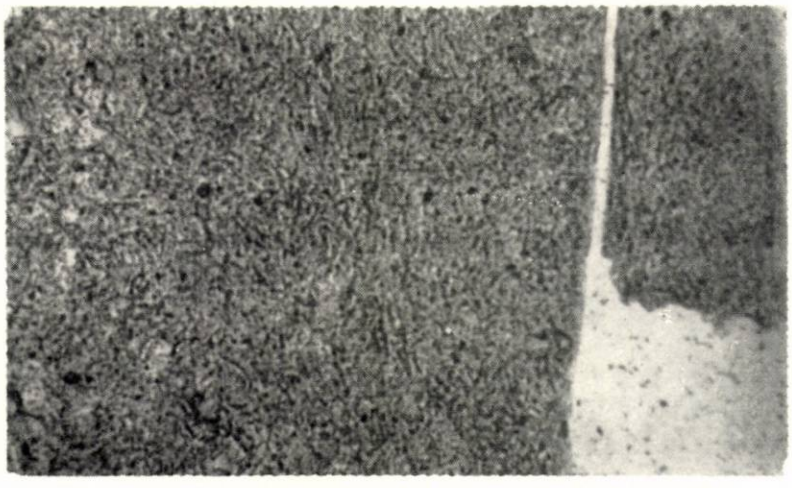


Fig. 2. — Hisingerit. Microfotografie, N (—); × 80.

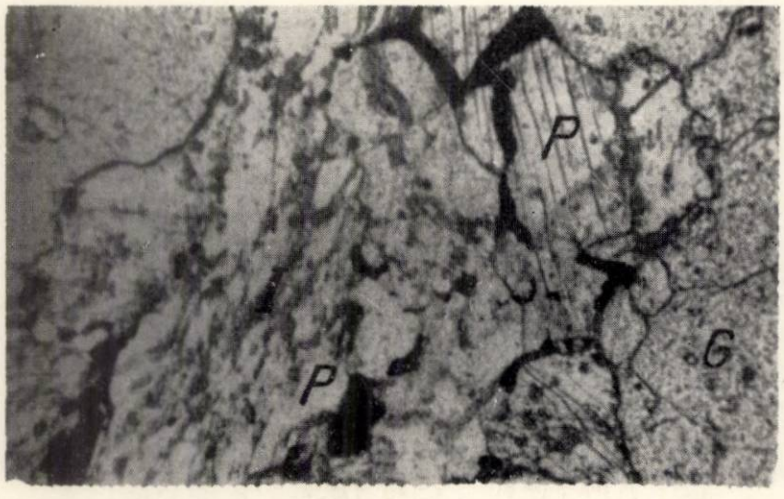


Fig. 3. — Skarn granat-piroxenic : *G*, granat ; *P*, piroxen, minereu (negru). Se observă transformarea piroxenului în iddingsit (*I*). Microfotografie, N (—) ; × 60.

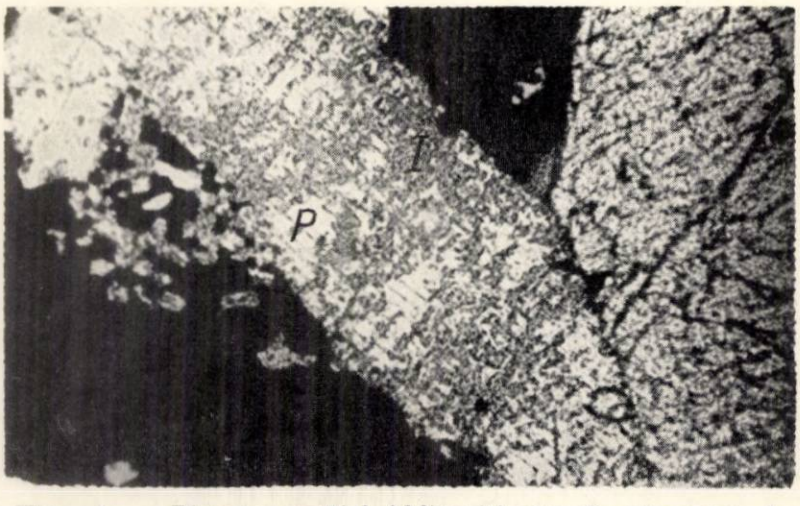


Fig. 4. — Piroxen parțial iddingsitizat : *P*, piroxen ; *I*, iddingsit. Microfotografie, N (—) ; × 60.

Tabelul nr. 1

Analiza chimică a hisingeritului

Oxizi	Hisingerit (Maşca)	Hisingerit * (Uzbekistan, U.R.S.S.)
SiO_2	35,61	37,91
TiO_2	0,12	—
Al_2O_3	0,00	0,00
Fe_2O_3	42,29	41,49
FeO	3,05	2,57
MnO	0,19	—
MgO	1,61	0,84
CaO	0,87	1,44
K_2O	0,10	
Na_2O	0,47	
P_2O_5	0,28	
H_2O+	7,63	5,85
H_2O-	8,05	10,90
Total	100,27	101,00

* F. V. Ciuhrov (1955).

de fier proveniţi în urma transformării parţiale a hisingeritului pot fi consideraţi ca făcînd parte din compoziţia mineralului —, am procedat la calcularea formulei structurale. În calculele efectuate am pornit de la o carcasă anionică de tipul micei $[0_{10}\ (OH)_2]^{22-}$, aşa cum s-a procedat anterior de către B. Lindqvist, S. Jansson (1962) şi J.A. Whelan, S. S. Goldich (1961).

Separarea H_2O+ de H_2O- la 105°C (determinată chimic) nu reflectă realitatea; cu ajutorul curbei termogravimetrice s-a precizat valoarea de 200° C ca temperatură de separare, punct la care are loc schimbarea pantei de pierdere a apei după primul endoterm (fig. 1). Recalculînd pe această bază apa conţinută în hisingerit, rezultă următorul raport: $H_2O+ = 3{,}35\ \%$ şi $H_2O- = 12{,}33\ \%$. Obţinînd în continuare indicii formulei structurale (tabelul nr. 2), rezultă următoarea formulă în cazul hisingeritului de la Maşca:

$$Na_{0.08}K_{0.01}Ca_{0.05}(Fe^{2+}_{0,22}Mg_{0.22}Mn_{0.01}Fe^{3+}_{1,92})[Fe^{3+}_{0,87}Si_{3.13}O_{10}](OH)_2 \cdot 3{,}62\ H_2O.$$

Tabelul nr. 2

Formula structurală a hisingeritului de la Maşca calculată ca mică

Tetraedric		Ioni schimbători	
Si	3,13	Ca	0,05
Fe^{3+}	0,87	K	0,01
Octaedric		Na	0,08
Fe^{3+}	1,92	Apă	
Fe^{2+}	0,22	H_2O+	1,97
Mg	0,22	H_2O^-	3,62
Mn	0,01		

DATE TERMODIFERENȚIALE

Deşi s-au executat analize DTA hisingeritului provenit din numeroase ocurenţe, „reacţiile corespunzătoare au fost interpretate în moduri diferite, iar rezultatele obţinute nu sînt deosebit de concludente" (B. Linqvist, S. Jansson, 1962, p. 1361). Conform datelor de literatură (J. A. Whelan, S. S. Goldich, 1961), hisingeritul este caracterizat

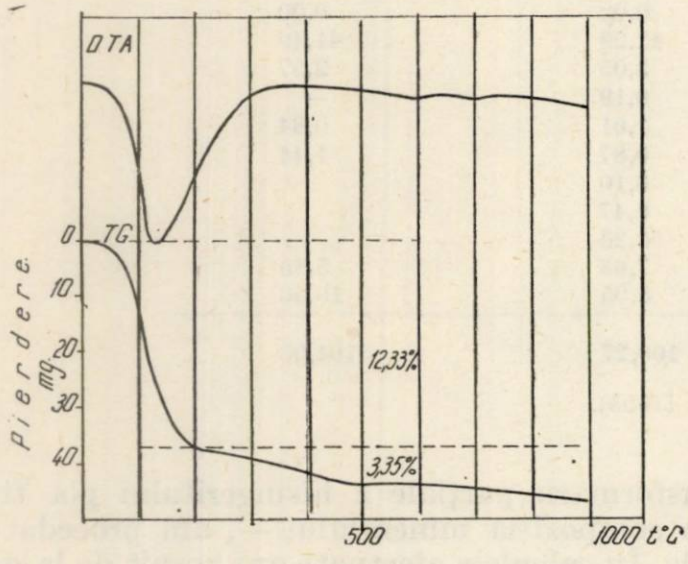


Fig. 1. — Curba DTA şi curba termogravimetrică a hisingeritului.

termic-diferenţial prin endotermul dintre 100 şi 200°C datorat pierderii apei. Eliminarea hidroxilului din reţea are loc treptat pînă în jurul valorii de 700°C la majoritatea hisingeritelor, fără să apară însă un endoterm distinct. Peste 800°C reţeaua hisingeritului se distruge cu formare de feriţi, marcată pe curbele DTA printr-un exoterm.

În cazul hisingeritului analizat, curba DTA prezintă un endoterm la 135°C, cauzat de pierderea unei cantităţi ridicate de H_2O (12,33 % conform curbei termogravimetrice) şi un efect exoterm la 900°C datorat formării feriţilor. Apa hidroxilică se pierde treptat în timpul încălzirii, pînă în jurul temperaturii de 700°C după cum indică alura curbei termogravimetrice (fig. 1).

DATE STRUCTURALE

Din datele de literatură referitoare la structura hisingeritului rezultă că prin difracţia de electroni sau raze X, se obţin doar cîteva linii largi şi difuze (7,3 ; 4,3 —4,6 ; 3,5 —3,63 ; 2,57 —2,63 ; 1,54 —1,60), ceea ce arată slaba cristalinitate a acestui mineral. Valorile d/n obţinute pentru hisingerit concordă în majoritate nontronitului, cu excepţia unora care răspund structurii cloritului (7,3 şi 3,6). Lipsa liniei bazale, care, aşa după cum se presupune, s-ar datora unei slabe creşteri a cristalului în direcţia axului *c*, cauzată de substituţia avansată a Si cu Fe în stratul tetraedric, face aproape imposibilă optarea pentru una din cele două structuri (nontronitică sau cloritică).

Valorile difracţiei de raze X obţinute la hisingeritul de la Maşca evidenţiază un număr important de linii (tabelul nr. 3). Liniile difuze şi late menţionate în literatură sînt formate de fapt din cîteva linii apropiate şi greu de separat. Valorile d/n obţinute indică pe lîngă hisingerit, şi akaganeit, goethit, lepidocrocit, ultimele fiind în cantitate mică, deoarece

Tabelul nr. 3

Analiza röntgen a hisingeritului de la Maşca

Nr. crt.	Hisingerit			Alte minerale asociate		
	hkl	I	d/n	akaganeit β-FeOOH	goethit α-FeOOH	lipidocrocit γ-FeOOH
1	002;011	8	7,905	7,40(10)		
2	—	3	6,668			6,27(10)
3	—	2	5,664	5,25(5)		
4	020;110	4	4,657			
5	—	3	4,290		4,18(10)	
6	112	5	3,759			
7	—	2	3,417	3,30(10)		3,29(9)
8	005	5	3,155			
9	—	4	2,780		2,69(8)	
10	200;130	3	2,659			
11	210;201;211	6	2,570	2,54(8)		
12	124	8	2,507			
13	211(?)	5	2,448		2,54(10)	2,46(10)
14	212	2	2,331	2,28(9)		
15	041	4	2,258			
16	116;213	5	2,169			
17	231;135	10	1,967	1,94(6)		1,93(10)
18	150;240;310; 053;301;046	7	1,728	1,64(10)	1,72(8)	1,73(8)
19	060;330;244	3	1,528			
20	245(?)	4	1,450	1,44(8)		
21	400	7	1,314			

prezenţa lor nu este indicată de curba termodiferenţială. Intensitatea redusă a liniilor hisingeritului, care se găseşte în preponderenţă comparativ cu intensitatea liniilor mineralelor asociate, se explică prin cristalinitatea sa redusă.

Akaganeitul este primul mineral care se separă din structura hisingeritului şi trece apoi în goethit datorită instabilităţii sale. Repetarea analizelor cu raze X la acelaşi preparat după o perioadă de cîteva zile demonstrează o transformare accentuată a hisingeritului în akaganeit, aceasta fiind o dovadă a instabilităţii structurii mineralului, ordinea de transformare fiind : hisingerit → akaganeit → goethit.

Indexarea liniilor hisingeritului prin metoda grafică Vand-Zsoldos (1958) demonstrează apartenenţa structurii la un mineral bine determinat şi nu la două minerale în amestec deoarece liniile pot fi indexate integral cu indici de tipul *h* şi *hk*. Pentru determinarea celulei elementare, am pro-

cedat la trasarea liniilor de tipul *hkl*, obținînd prin calcul, pentru celula elementară, următoarele valori :

$$\begin{aligned} a &= 5{,}43 \pm 0{,}07 \\ b &= 9{,}19 \pm 0{,}05 \\ c &= 16{,}02 \pm 0{,}02 \\ \beta &= 98°51' \pm 06' \end{aligned}$$

În concluzie, hisingeritul de la Mașca este un mineral secundar dispus pe fisuri și provine prin alterarea piroxenilor din parageneza skarnică. Mineralul are culoare neagră-brună, iar în secțiuni subțiri prezintă culoare brună cu nuanță aurie. Analiza röntgen indică, pe lîngă hisingerit, și akaganeit, goethit, lepidocrocit, separate prin transformarea structurii hisingeritului.

THE OCCURENCE OF HISINGERITE IN THE PYROMETASOMATIC IRON ORE OF MAȘCA (THE IARA VALLEY, WESTERN CARPATHIANS, ROMANIA)

ABSTRACT

In this paper we point out a new occurence of hisingerite which has been identified in the pyrometasomatic ore body of magnetite at Mașca (Western Carpathians). The hisingerite is to be seen along the fissures (0,5 —5 mm thick) of a pyroxenic garnet skarn containing pyrrhotite, and sometimes in the granular structure of skarnic silicates as well. The mineral is dark-brownish in colour, with reddish-brown internal reflexions ; it looks like a resin and its hardness number is low (D = 3).

Given the purity of the material analysed, we went on to determine its structural formula by means of an anionic carcass of the mica type $[O_{10}(OH)_2]^{22-}$. Of the basis of the indices of the structural formula, we obtained the following composition of the Mașca hisingerite : $Na_{0.08}K_{0.01}Ca_{0.05}(Fe^{2+}_{0,22}Mg_{0.22}Mn_{0.01}Fe^{3+}_{1,92})[Fe^{3+}_{0,87}Si_{3.13}O_{10}](OH)_2 \cdot 3{,}62\ H_2O$.

The X-ray analysis pointed out not only hisingerite, but also akaganeit, goethite, lepidocrocite, and these were separated by transforming the structure of the hisingerite.

BIBLIOGRAFIE

Ciuhrov V. F. (1955), *Kolloidi v zemnoi kore*, Izd. Akad. N., S.S.S.R., Moskva.

Codarcea Fl., Codarcea V. (1963), *Contribuții la studiul mineralogic și genetic al rocilor silicioase manganoase din Banatul de sud-est*, S.S.N.G., Seria geologie, **II**.

Giușcă D. (1962), *Contribuții la studiul mineralogic al zăcămintelor de mangan de la Răzoare și Delinești*, St. cerc. geolog., **VII**, *3—4*.

Lindqvist B., Jansson S. (1962), *On the crystal chemistry of hisingerite*, Amer. Min., **47**, *11, 12*.

MÂRZA I. (1969), *Evoluția unităților cristaline din sud-estul Munților Mare*, Edit. Academiei, București.

MÂRZA I., LUCREȚIA MÂRZA, POSZET T. (1973), *Un nou mineral identificat în zăcământul cu prifer epimetamorfozat de la Fagul Cetății (Bălan)*, Programul sesiunii științifice de comunicări a cadrelor didactice, Cluj, 25—26 mai.

NIKOLOVSKI A. P. (1955), *O gizingerite Saksaganskoi polosi*, Ref. Jurn., geol.-geogr., 3, 3 084.

RĂDULESCU D., IGNAT V. (1958), *Neotokit in den Manganerzen von Jakobeny (Rumänien)*, Neues Jb. Min., *2—3*.

STRUNZ H. (1970), *Mineralogische Tabelen*, Leipzig.

WHELAN A. J., GOLDICH S. S. (1961), *New data for hisingerite and neotocite*, Amer. Min., **46**, *11, 12*.

ZSOLDOS L. (1958), *A General Method of indexing photographi of Low-Symmetry Crystal*, Acta Cryst., *11*, 835.

Primit în redacție la 18 ianuarie 1974

Universitatea „Babeș-Bolyai", Cluj — Napoca,
Facultatea de biologie-geografie

MINERALIZAȚIA CUPRIFERĂ DE TIP DISEMINAT DE LA ROȘIA — POIENI (JUD. ALBA)

DE

OLGA IONESCU

Mineralizația cupriferă pusă recent în evidență și în curs de explorare în dealul Poieni, la 5 km nord-est de Roșia Montană, în plin patrulater aurifer [1,2,3,4,5,6], ridică probleme interesante.

Zona mineralizată este situată în aria de manifestare a vulcanismului neogen, într-un perimetru în care roci eruptive andezitice străbat și în parte acoperă un fundament cretacic cu caracter flișoid. Mineralizația este cantonată în andezite amfibolice în facies subvulcanic și în mică măsură în formațiunile sedimentare cretacice din vecinătatea structurii înrădăcinate.

Lucrările de explorare executate pînă în ianuarie 1973 conturează un zăcămînt sărac în cupru, cu formă neregulată, care se dezvoltă din imediata apropiere a suprafeței pînă la adîncimi apreciabile, menținîndu-se pînă la 1 200 m (adîncime pînă la care s-au făcut investigațiile). În plan, la gradul actual de cunoaștere, zăcămîntul are formă aproximativ eliptică la nivele superioare; conturul zăcămîntului apare modificat la diferite adîncimi, avînd extinderea maximă în jurul cotei 500 m. Conținutul în cupru este distribuit neomogen în cadrul zăcămîntului; zone de concentrație mai ridicată, cu dezvoltare foarte capricioasă, apar situate excentric în cadrul corpului mineralizat.

Mineralizația constă în diseminări, fisuri și filonașe cu minerale metalice și de gangă constituite în rețele întrețesute neregulat, fapt care îi conferă un aspect de volbură. Caracterul difuz al mineralizației și trecerea gradată de la zonele cu conținuturi interesante în cupru la roca sterilă nu permit sesizarea macroscopică a limitelor zăcămîntului; acestea s-au putut stabili numai pe baza proporției de cupru în rocă, urmărită prin analize chimice sistematice (fig. 1)[7].

---

[1] Ștefan R., Cosma S., Urcan T. (1968), *Proiect privind lucrările de cercetare în zona Bucium și Roșia Montană de est*, arh. I.G.P.S.M.S.

[2] Ștefan R. și colab. (1971), *Raport asupra lucrărilor de sinteză geologică și prospecțiuni geochimice, electrometrice și gravimetrice în regiunea Bucium — Roșia Montană — Baia de Arieș*, arh. M.M.P.G.

[3] Avram M., Moise D., Hutini T. (1971), *Proiect cu lucrările geologice ce se vor executa în perioada 1972—1974 la Roșia — Poieni*, arh. I.P.E.G. Deva.

[4] Andrei J. și colab. (1972), *Propuneri de verificare a anomaliilor geochimice și geomagnetice din sectorul Roșia-Poieni, cu foraje și lucrări miniere*, arh. I.G.A.

[5] Gurău A., Gridan T. (1972), *Studiul microtectonic preliminar al zăcămîntului cuprifer Roșia — Poieni (M-ții Apuseni, jud. Alba)*, arh. I.G.P.S.M.S.

[6] Gheorghiu Maria, Soare Cecilia, Ionescu Olga (1973), *Raport privind documentarea mineralogic-petrografică a lucrărilor de explorare din șantierul Roșia — Poieni*, arh. I.G.P.S.M.S.

[7] Analizele chimice au fost efectuate de I.P.E.G. Deva.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T.19, P. 77–84, BUCUREȘTI, 1974

Studiul macro- şi microscopic al mineralizaţiei din dealul Poieni pune în evidenţă caracterul ei hidrotermal şi permite încadrarea zăcămîntului în categoria „zăcămintelor de cupru de tip diseminat" (P. R o u t h i e r, 1963), respectiv în grupa „zăcămintelor de cupru de tip porfiric" descrise de autorii americani (M c K i n s t r y, 1955).

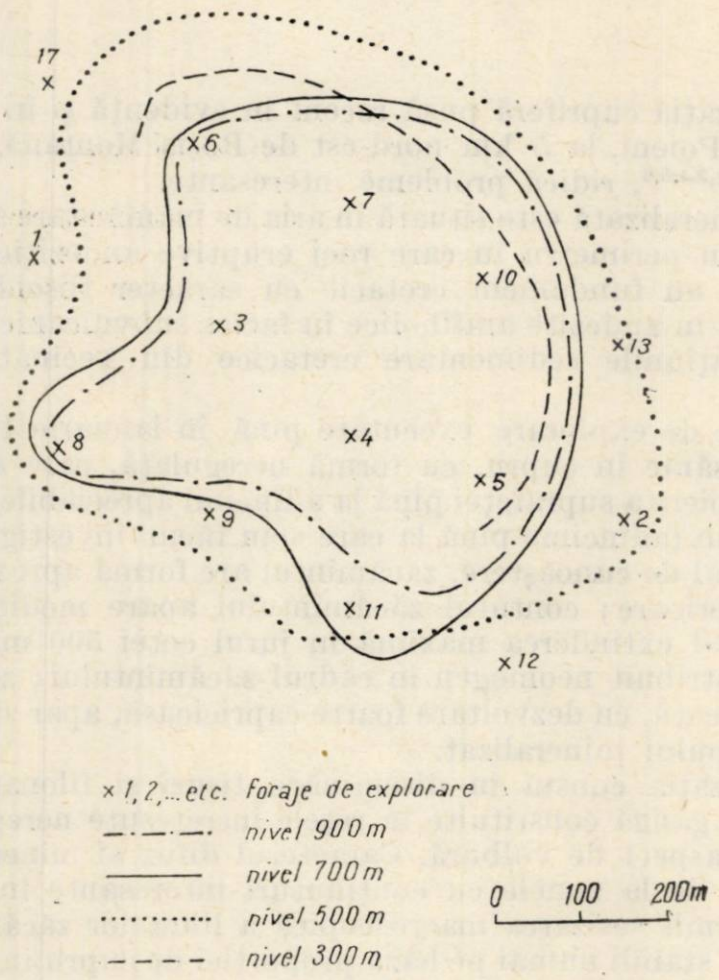


Fig. 1.— Conturul zăcămîntului Roşia — Poieni (izolinie 0,3 % Cu) la diferite nivele (cotele 900, 700, 500 şi 300 m).

Mineralizaţia este localizată într-o zonă fisurată intens. Fisurile şi filonaşele mineralizate se întretaie dezordonat, iar grosimile lor au valori de 0,02 —2 cm. În cadrul filonaşelor, dispoziţia mineralelor metalice este de cele mai multe ori oarecare, dar au fost observate şi texturi paralele imperfecte. Diseminările cu minerale metalice (oxizi şi sulfuri de Fe şi Cu) sînt omniprezente; proporţiile lor variază în cadrul zăcămîntului între 4 si 15 %. Se constată că între gradul de fisuraţie al rocii, intensitatea diseminărilor şi valoarea conţinutului în cupru există raporturi direct proporţionale.

Mineralele metalice au o granulaţie fină (0,02 —1 mm, rar 2 —3 mm) şi sînt însoţite de minerale de gangă. Au fost identificate în ordinea succesiunii metalogenetice: magnetit, pirită, enargit, hematit, calcopirită, bornit, digenit, tetraedrit, molibdenit, blendă, galenă.

Calcopirita, de care este legat conținutul în cupru al zăcămîntului, predomină ; îi urmează, în ordine de frecvență, pirita. Magnetitul constituie de asemenea o prezență comună, în timp ce molibdenitul deține proporții minore dar care pot interesa. Ca minerale metalice hipergene, în partea superioară a zăcămîntului, apar sporadic bornit, calcozină și covelină.

Mineralele de gangă sînt reprezentate prin cuarț (predominant) și în proporții subordonate prin feldspat, anhidrit, baritină, apatit, vivianit, clorit, calcit si zeoliți (chabazit și desmin).

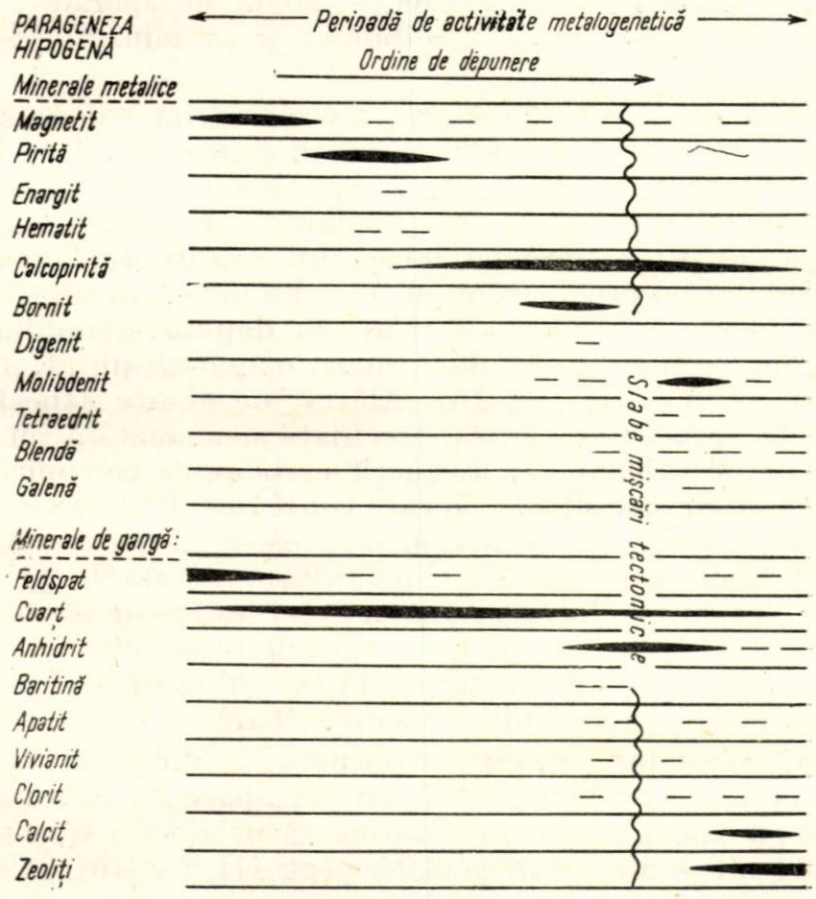
Asociația acestor minerale metalice și de gangă cu regim termic diferit presupune o interferare, cel puțin parțială, a domeniilor lor de depunere, în condițiile unui gradient termic scăzut. Studiul microscopic a permis totuși descifrarea unei succesiuni în depunerea mineralelor metalice și de gangă ; aceasta este redată în tabelul nr. 1 care cuprinde și aprecieri de ordin cantitativ.

În cadrul zăcămîntului s-a putut observa o zonalitate în distribuția pe verticală (0 —1200 m) a cîtorva minerale metalice și de gangă, și anume :

— pirita este mai frecventă în zona superioară a zăcămîntului ;
— anhidritul este abundent în partea mediană și de adîncime ;
— zeoliții se dezvoltă în zonele profunde.

Tabelul nr. 1

Succesiunea de depunere a mineralelor metalice și de gangă în zăcămîntul Roșia—Poieni (grosimea liniilor este aproximativ proporțională cu frecvența mineralelor respective).



DESCRIEREA MINERALELOR METALICE ŞI DE GANGĂ

a. Mineralele metalice

Magnetitul este primul mineral metalic care se separă în cadrul procesului metalogenetic; apare sub formă de diseminări neomogene în rocă şi asociat cu minerale de gangă ± alte sulfuri, pe fisuri şi filonaşe. Cea mai frecventă este asociaţia magnetitului cu cuarţ ± calcopirită, iar cea mai semnificativă cu feldspatul micropertitic. Cristalele prezintă adesea martitizări parţiale (pl. I, fig. 1) sau chiar complete. În majoritatea cazurilor, magnetitul are contururi hipidiomorfe sau idiomorfe şi prezintă aspect cariat datorită numeroaselor goluri de coroziune umplute cu calcopirită. Calcopirita invadează şi corodează frecvent granulele de magnetit (pl. I, fig. 3). În cadrul aspectelor de diseminare, cristalele de magnetit apar deseori asociate în cuiburi.

Pirita a fost întîlnită pe fisuri şi filonaşe împreună cu minerale de gangă şi sub formă de diseminări. Asociată frecvent cu calcopirita, apare adesea corodată de către aceasta (pl. II, fig. 5). Au fost surprinse şi aspecte de brecifiere şi cimentare a piritei de către calcopirită, precum şi raporturi de depunere simultană. Cînd nu apar corodate, cristalele sînt idiomorfe.

Enargitul s-a semnalat rar şi numai sub formă de incluziuni minuscule în pirită.

Hematitul primar este o prezenţă destul de sporadică; a fost întîlnit asociat cu calcopirită ± molibdenit şi cu minerale de gangă (pl. II, fig. 7).

Calcopirita constituie mineralul metalic principal al zăcămîntului Roşia — Poieni şi este prezentă în proporţii ridicate, atît pe fisuri şi filonaşe, cît şi ca diseminări. În ambele situaţii îmbracă forme de plaje neregulate; în mod excepţional au fost întîlnite şi cristale idiomorfe. Depunerea sa de-a lungul a aproape întregului proces de mineralizare este indicată de varietatea raporturilor cu celelalte minerale. Cu excepţia feldspatului, calcopirita se întîlneşte în relaţii de depunere simultană cu toate mineralele metalice şi de gangă, de la cuarţ, magnetit, pirită, pînă la clorit, calcit, zeoliţi (pl. IV, fig. 13, 15). Alături de aceste aspecte apar însă şi raporturi de succesiune (pirită brecifiată şi cimentată cu calcopirită, pirită corodată de calcopirită, magnetit corodat de calcopirită). De asemenea, au fost observate situaţii în care fisuri fine, fără mare continuitate, cu calcopirită ± magnetit ± molibdenit, asociată cu zeolit ± clorit ± calcit străbat filonaşe de cuarţ + calcopirită ± magnetit (pl. IV, fig. 15). Aceste situaţii pe care le interpretăm ca determinate de menţinerea caracterului cuprifer al soluţiilor pe toată durata procesului de mineralizare şi de o oarecare instabilitate tectonică în timpul desfăşurării acestuia pot crea impresia mai multor stadii mineralizatoare.

Bornitul a fost întîlnit, cu discontinuităţi, din zona de suprafaţă a zăcămîntului pînă la adîncimi de 1 200 m; apare de cele mai multe ori intim asociat cu calcopirita cu care formează pe alocuri structuri lamelare de dezamestec sau structuri mirmekitice (pl. III, fig. 10). Relaţiile dintre

bornit și calcopirită par uneori de înlocuire (substituire hipogenă?). Este probabil ca o parte din bornitul prezent în zona superioară a zăcămîntului să fie hipergen; dezvoltarea sa pe cristale de calcopirită în asociație cu solzi fini de covelină și cu calcozină secundară constituie un argument pentru această interpretare.

Digenitul apare sporadic și numai în asociație cu calcopirită sau bornit; se dezvoltă în plaje neregulate sau formează structuri de exoluție cu calcopirita.

Molibdenitul. Nu s-a observat o zonalitate în distribuția molibdenitului în cadrul zăcămîntului; acesta apare în cantități minore pe toată înălțimea coloanelor de foraj, în cristale lamelare caracteristice. Molibdenitul s-a întîlnit în asociații mineralogice variate; cea mai frecventă este parageneza cuarț, calcopirită, molibdenit. Prezența sa alături de chabazit + calcopirită sau de anhidrit + calcopirită este de asemenea obișnuită.

Tetraedritul s-a semnalat rar în asociație cu blendă și pirită.

Blenda a fost întîlnită în proporții reduse, la diferite adîncimi, concrescută cu calcopirită (pl. II, fig. 8) sau asociată cu calcopirită, galenă și calcit ± zeolit, pe crăpături fine, discontinui, în filonașele de cuarț + magnetit + calcopirită, sau de cuarț + pirită. Granulele de blendă au forme oarecare; uneori blenda formează structuri emulsoide foarte fine cu calcopirita.

Galena se observă rar, în cantități neînsemnate, în granule microscopice, asociată cu blenda.

În zăcămîntul Roșia — Poieni, mineralele metalice hipergene apar sporadic; au fost identificate numai bornit, calcozină și covelină.

b. Mineralele de gangă

Feldspatul deschide cortegiul mineralelor de gangă; a fost întîlnit pe fisuri și filonașe împreună cu magnetitul (exclusiv). Feldspatul corespunde unui micropertit a cărui structură pătată caracteristică devine vizibilă numai la măriri microscopice puternice. Precipitarea feldspatului micropertitic pe fisuri împreună cu magnetitul este în legătură cu aportul de K^+ care precede și interferează în parte cu începutul procesului de mineralizare și cu schimburile de substanță dintre soluțiile mineralizatoare și roca-gazdă. Cristalele au aspect neomogen, contururi hipidiomorfe și dimensiuni de 0,1 —1,2 mm. Cantități extrem de mici de micropertit se separă și spre sfîrșitul perioadei metalogenetice (a fost întîlnit în asociație cu calcopirită ± molibdenit, calcit, zeolit și clorit, probabil în urma unui proces de mobilizare și reprecipitare).

Cuarțul este mineralul de gangă predominant și cu cea mai lungă perioadă de depunere; se prezintă în indivizi cu habitus și dimensiuni variate (0,04 —2,5 mm). Cuarțul apare ca mineral de gangă alături de toate mineralele metalice identificate la Roșia — Poieni.

Anhidritul se dezvoltă preferențial în zona de medie și mare profunzime a zăcămîntului, în cristale idiomorfe, cu dimensiuni foarte variate (0,05 —10 mm), constituind pe alocuri principalul mineral de gangă. Cristalele de anhidrit prezintă adesea transformări secundare marginale în gips β (pl. III, fig. 12; pl. IV, fig. 13).

Baritina a fost întîlnită sporadic, în cristale largi (pînă la 1 mm), hipidiomorfe, de obicei asociate cu anhidrit, apatit, calcit şi calcopirită, pirită ± molibdenit.

Apatitul, întotdeauna idiomorf şi cu dimensiuni reduse (0,05—0,2 mm) se semnalează pe fisuri şi filonaşe alături de calcopirită, anhidrit, cuarţ, calcit.

Vivianitul a fost întîlnit ca mineral de gangă în cristale largi (0,3—3 mm) cu contururi sinuoase, cu dezvoltare lamelară, asociat cu cuarţ, magnetit, pirită, calcopirită (pl. IV, fig. 14).

Cloritul, în agregate fibroradiare, apare sporadic, de obicei în asociaţie cu *calcit* idiomorf, microgranular, pe fisuri fine, alături de calcopirită tîrzie, molibdenit şi zeoliţi.

Zeoliţii încheie procesul metalogenetic; depunerea lor continuă şi după încheierea acestuia. A fost identificat chabazitul (cristale mărunte, xenomorfe, dar şi larg dezvoltate, idiomorfe: 0,04—15 mm) şi desminul (cristale aciculare dispuse de obicei radiar). Ca o particularitate asupra căreia vom reveni, semnalăm dezvoltarea zeoliţilor ca minerale de gangă mai ales în zonele profunde ale zăcămîntului.

Analize spectrale informative pentru elemente minore [8], pe probe de rocă mineralizată recoltate sistematic pe toată înălţimea explorată a zăcămîntului (1 200 m), nu indică conţinuturi interesante decît pentru molibden; acestea variază în limite largi, cuprinse între 10 şi 2500 ppm, şi sînt legate de distribuţia capricioasă a molibdenitului.

Analizele spectrale efectuate pe probe monominerale de calcopirită, pirită şi magnetit semnalează elemente disperse caracteristice acestor minerale (calcopirită: Sn, Mn, Co, Ag, V; pirită: Zn, Co, V, Mo, Ag; magnetit: V, Mn, Co, Ni) dar în proporţii nesemnificative.

DATE GEOTERMOMETRICE

Determinări informative de temperaturi de formare prin metoda omogenizării incluziunilor fluide în cuarţ şi anhidrit au indicat valori de 212—224°C pentru anhidrit în asociaţie cu pirită şi temperaturi mai mari de 360°C pentru cuarţ asociat cu calcopirită. Aceste date sînt în concordanţă cu temperatura de 200—400°C pe care o indică prezenţa dezamestecurilor calcopirită-bornit (R. B r e t t, 1964; A. S u g a k i, 1955).

CONSIDERAŢII METALOGENETICE

În cele expuse pînă acum s-a subliniat caracterul hidrotermal al mineralizaţiei cuprifere de la Roşia — Poieni.

Procesul metalogenetic apare ca un proces unic, desfăşurat în limite largi de temperatură, în condiţiile unei uşoare instabilităţi tectonice.

Activitatea metalogenetică în cadrul zăcămîntului este precedată de biotitizări şi feldspatizări intense [9]. Feldspatizările se menţin şi în prima parte a perioadei de mineralizare. Pornind de la constatarea că o mare

[8] Analizele au fost executate de M a t e i M a r g a r e t a, I.G.P.S.M.S.
[9] *Op. cit.*, pct. 6.

Fig. 1. — Magnetit (*Mgn*) parțial martitizat. *M*, martit ; *G*, gangă ; × 60 ; N||.

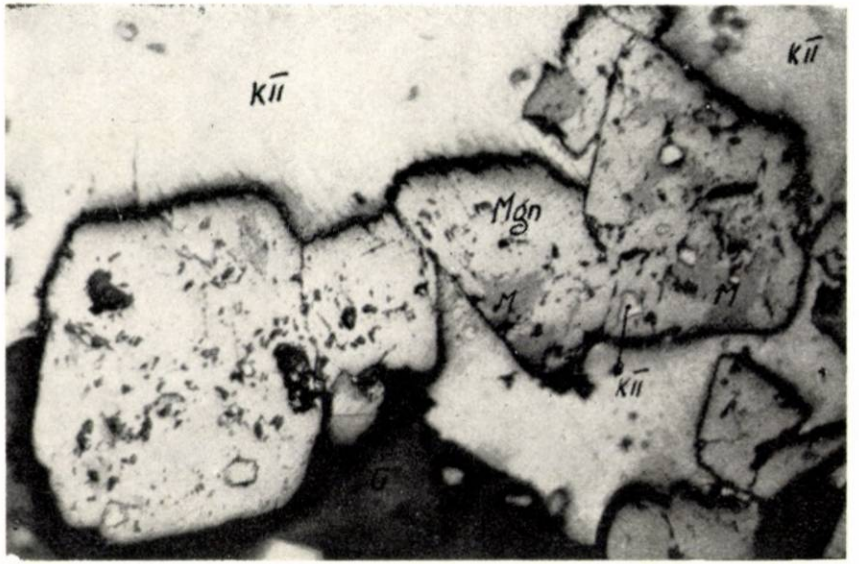


Fig. 2. — Magnetit (*Mgn*) cu martitizări parțiale (*M*, martit), cu goluri de coroziune cu calcopirită (Kπ), înglobat în calcopirită ; *G*, gangă ; × 130 ; N||.

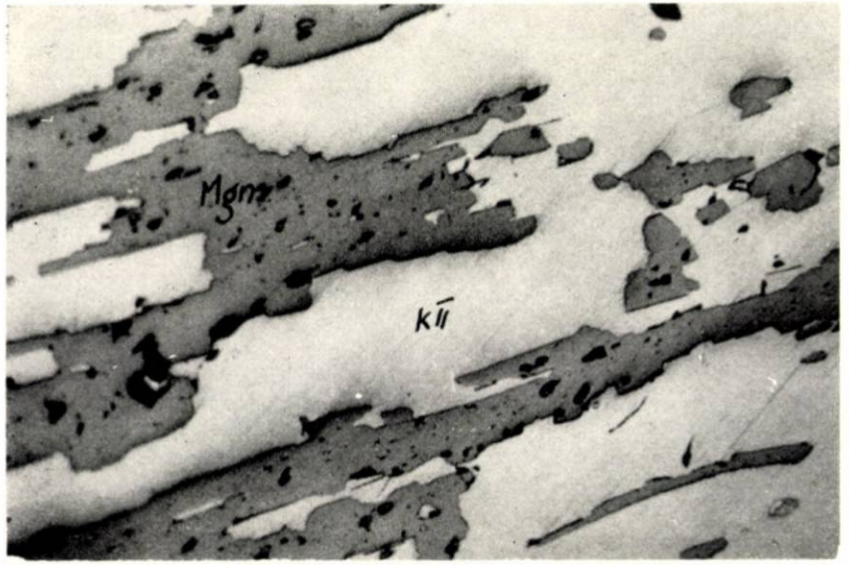


Fig. 3. — Magnetit (*Mgn*) corodat de calcopirită (Kπ) ; × 130 ; N||.

Fig. 4. — Filonaș cu pirită (π), calcopirită (Kπ), cuarț (*Q*). În pirită, incluziuni de enargit (*En*) ; × 130 ; N||.

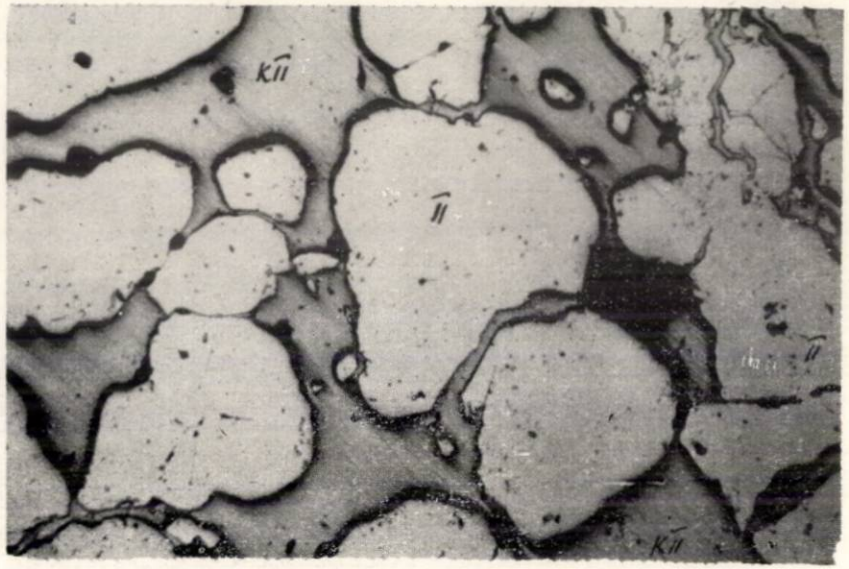


Fig. 5. — Pirită (π) corodată de calcopirită (Kπ); × 60; N||.

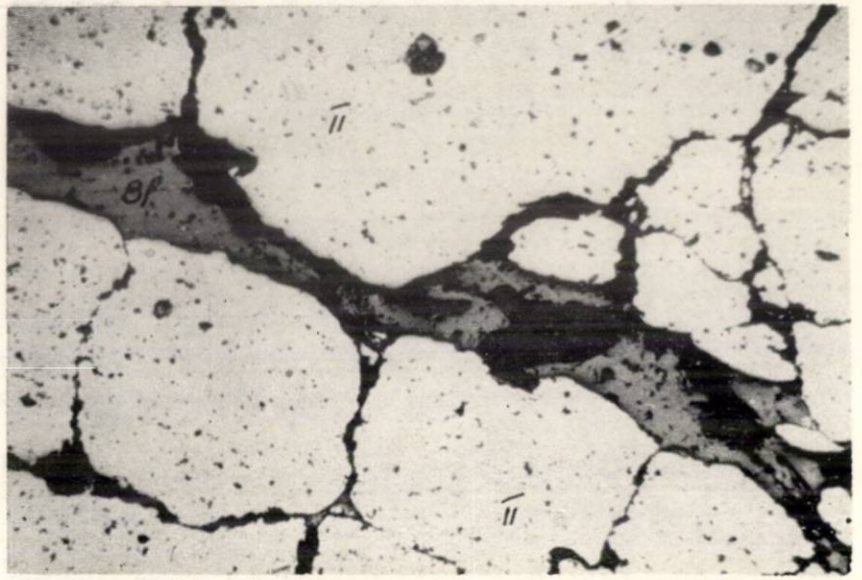


Fig. 6. — Pirită (π) cataclazată, cimentată cu blendă (*Bl*) și minerale de gangă (*G*); × 60; N||.

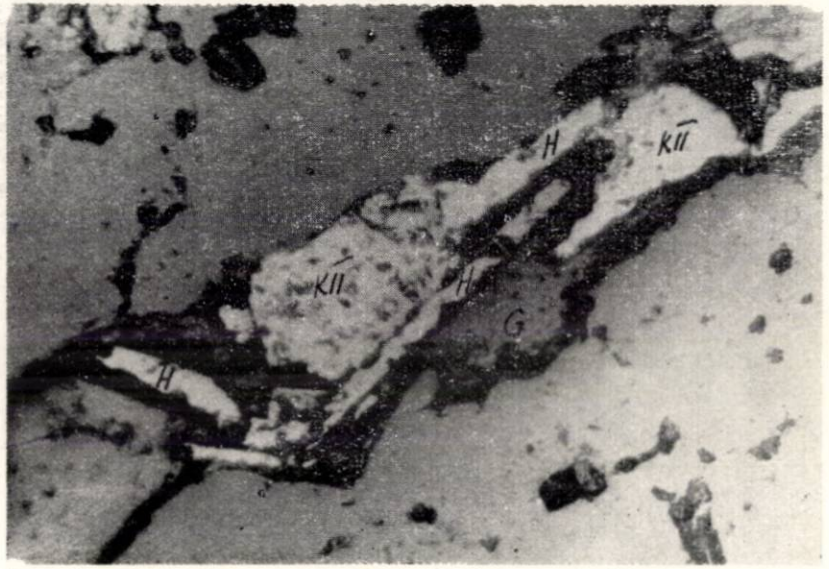


Fig. 7. — Fisură cu calcopirită (*Kπ*), hematit (*H*) și minerale de gangă (*G*); ×170; N||.

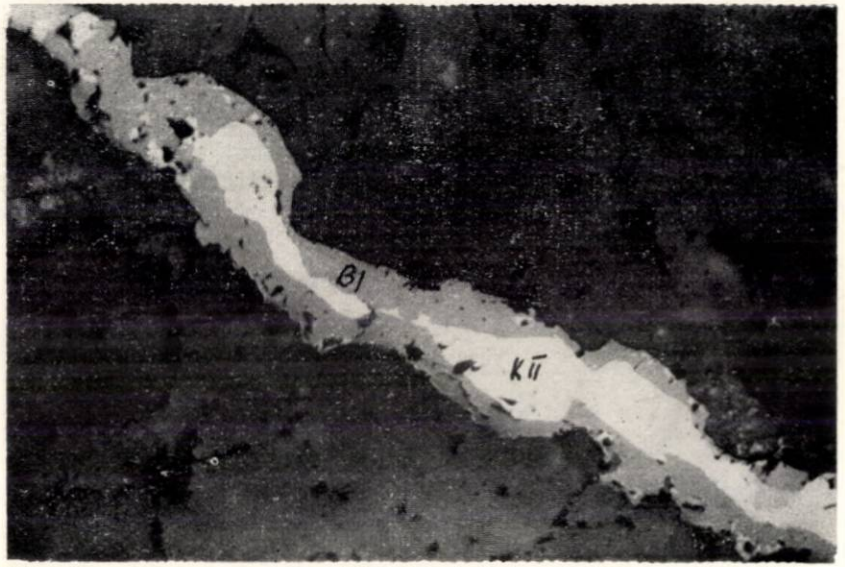


Fig. 8. — Fisură cu calcopirită (*Kπ*) și blendă (*Bl*); × 130; N||.

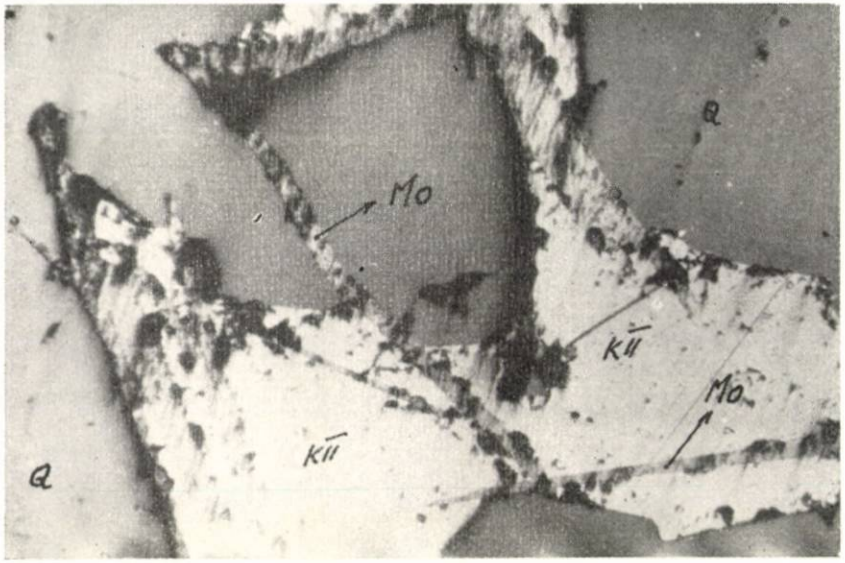


Fig. 9. — Lamele de molibdenit (*Mo*) în asociație cu calcopirită (Kπ) și gangă de cuarț (*Q*); × 72; N||.

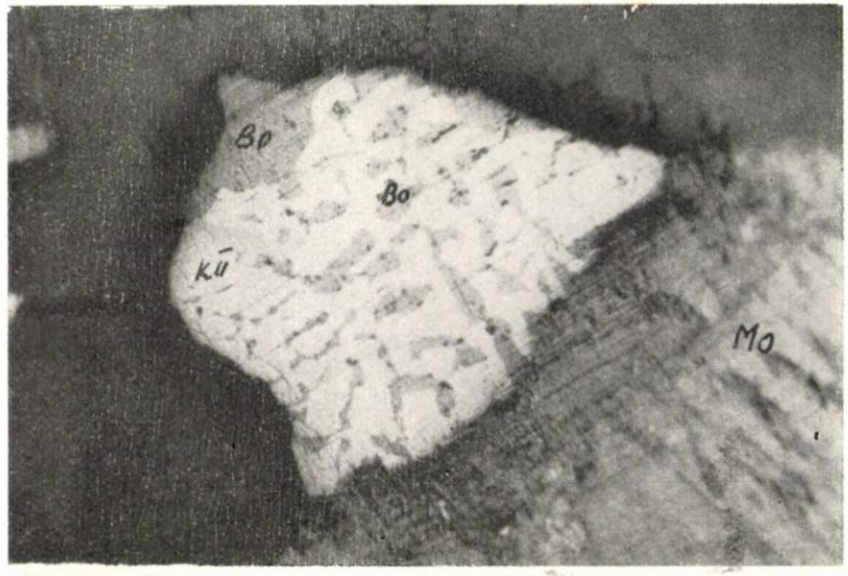


Fig. 10. — Dezamestec bornit — calcopirită (*Bo* — *K*π); structură mirmekitică, *Q*, cuarț; *Mo* molibdenit; × 200; N||

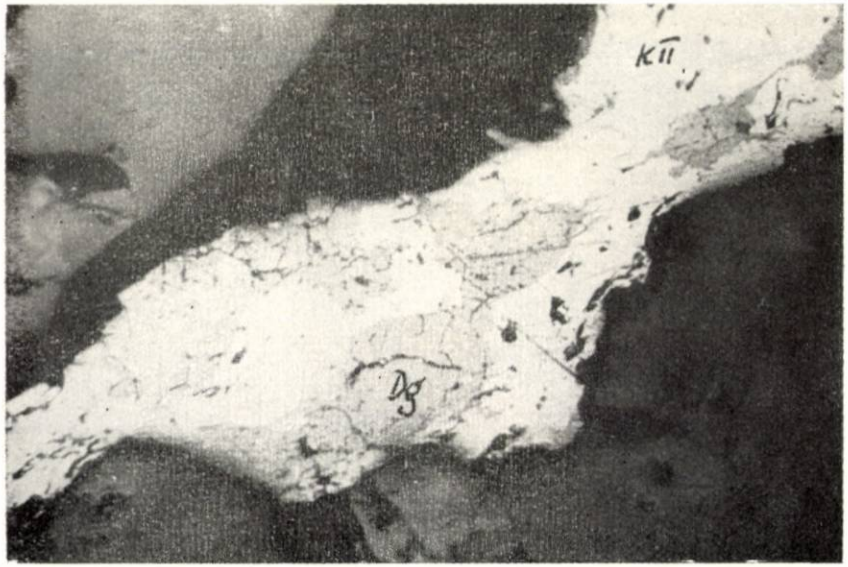


Fig. 11.— Digenit (*Dg*) în asociație cu calcopirită (*K*π); × 130; N||.

Fig. 12. — Anhidrit (*Anh*) cu transformări parțiale în gips β (Gβ) în asociație cu pirită (π); ×25; N ||.

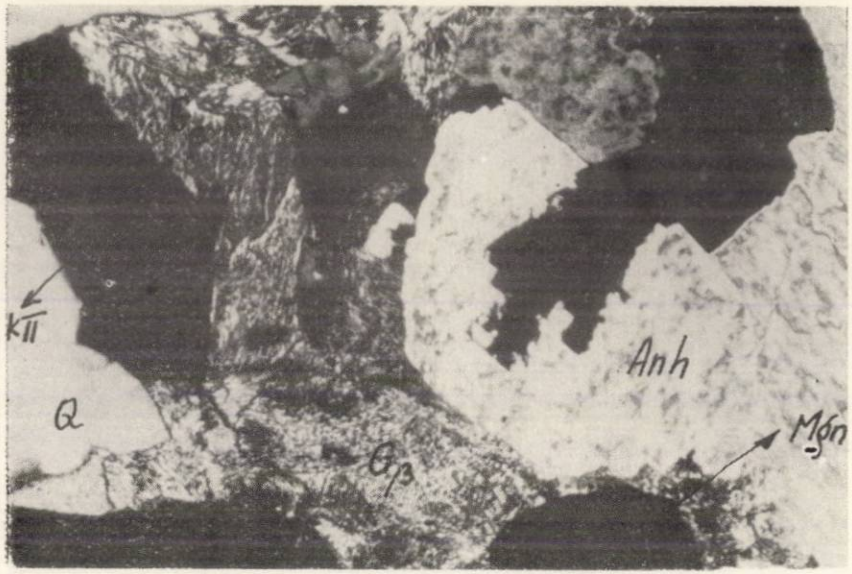


Fig. 13. — Cuib de anhidrit (*Anh*) cu transformări în gips β (Gβ), în asociație cu cuarț (*Q*), magnetit (*Mgn*) și calcopirită (Kπ); × 60; N||.

Fig. 14. — Vi vianit (*Viv*) în parageneză cu cuarț (*Q*), calcopirită (Kπ) și magnetit (*Mgn*); × 60; N||.

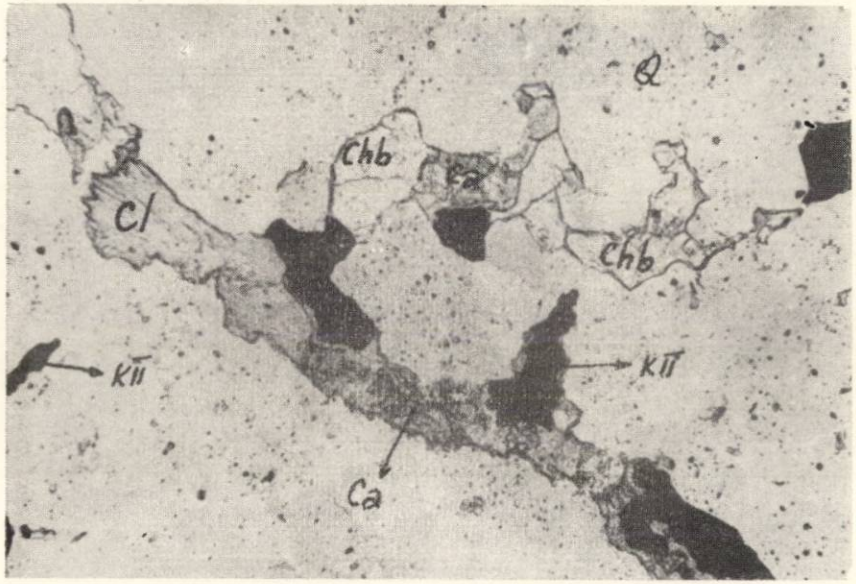


Fig. 15 — Fisură cu chabazit (*Chb*), clorit (*Cl*), calcit (*Ca*), calcopirită (*Kπ*), într-un filonaș de cuarț (*Q*) cu calcopirită (*Kπ*); × 60; N||.

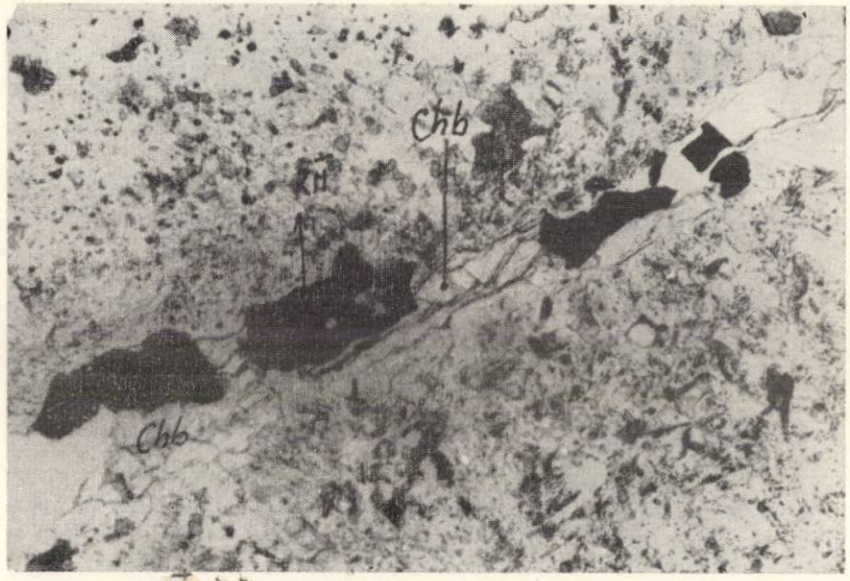


Fig. 16. — Fisură cu chabazit (*Chb*) și calcopirită (*Kπ*) în andezit amfibolic; × 60; N||.

parte din plagioclazul andezitului care găzduieşte mineralizaţia este parţial sau total transformat în pertit în urma unui aport de K^+, se poate explica dezvoltarea preferenţială a anhidritului şi zeoliţilor în zonele profunde ale zăcămîntului (unde şi pertitizările sînt mai intense). Pertitizarea plagioclazului eliberează o mare cantitate de Ca^{++} ; acest fenomen şi schimburile de substanţă care au loc între soluţiile mineralizatoare şi roca străbătută pot duce la precipitarea anhidritului şi zeoliţilor ca minerale de gangă. Potenţialul oxidant al mediului care a permis formarea anhidritului este probabil răspunzător şi de frecventele fenomene de martitizare a magnetitului din zăcămînt.

Prezenţa magnetitului şi feldspatului ca minerale hidrotermale de temperatură ridicată şi cea a zeoliţilor (minerale de temperatură scăzută) în parageneză cu mineralele metalice lărgeşte mult intervalul de temperatură în care presupunem că s-a desfăşurat activitatea metalogenetică. Parageneza stabilită (tabelul nr. 1) comportă temperaturi care acoperă întregul domeniu hidrotermal (circa 500 —70°C), implicînd fenomenul de telescopare.

Genetic, între mineralizaţia de la Roşia — Poieni şi corpul subvulcanic care o găzduieşte există o legătură directă ; puternica biotitizare şi feldspatizare automagmatică a acestui andezit care presupun o disponibilitate metalogenetică şi legătura spaţială care se constată între rocile subvulcanice şi mineralizaţie constituie argumente în acest sens.

LA MINÉRALISATION CUPRIFÈRE DE TYPE DISÉMINÉ DE ROŞIA-POIENI

RÉSUMÉ

Les travaux d'exploration exécutés jusqu'à présent mettent en évidence dans la zone de la colline de Poieni, dans la proximité de Roşia Montană, un gisement cuprifère de type disséminé (« porphyry copper »).

La majeure partie de la minéralisation est localisée en andésites à amphibole en facies sobvolcanique auxquelles elle est génétiquement liée et, en petite mesure dans les formations sédimentaires crétacées du voisinage de la structure enracinée.

Le gisement consiste en disséminations prononcées et en nombreuses veinules et fillonnets aux minéraux métalliques et de gangue, qui s'entrecoupent en réseaux irréguliers.

L'étude minéralogique permit de conclure sur la nature hydrothermale de la minéralisation et sur son caractère télescopé.

Le principal minéral métallique est représenté par la chalcopyrite suivie par la pyrite et la magnétite. On a identifié, en ordre de succession : magnétite, pyrite, énargite, hématite, chalcopyrite, bornite, digénite, molybdénite, tétraédrite, blende, galène. Les minéraux qui forment la gangue sont représentés par : feldspath, quartz, anhydrite, barytine, apatite, vivianite, chlorite, calcite, zéolithes.

Comme des particularités de la minéralisation de Roşia Poieni on souligne le grand nombre et la variété des minéraux-gangue et le dévelop-

pement des zéolithes et de l'anhydrite dans les zones profondes du gisement.

La paragenèse et les données géothermométriques obtenues par la méthode d'homogénéisation des inclusions biphasées indiquent un processus métallogéniques qui recouvre une large gamme thermique appreciée à 500°—70°C.

BIBLIOGRAFIE

Badalov S. T. (1960), *Cu privire la prezența sulfaților în zăcămintele endogene*, Geologia surselor de minereuri, *2*.

Brett R. (1964), *Experimental data from the system Cu-Fe-S and their bearing on exolution textures in ores*, Economic Geology, **59**, 7.

Gheorghiță Ioana (1969), *Anhidritizarea, stadiu de transformare în cadrul activității hidrotermale, legată de rocile banatitice din regiunea Moldova Nouă*, St. cerc. geol., geofiz., geogr. Seria geologie, **14**, *2*.

Ianovici V., Giușcă D., Ionescu Jeana (1965), *Geochimie des processus d'alteration hydrothermale des roches banatitiques de Moldova Nouă*; Lucr. Congr. VII Asoc. carp.-balc. **III**, Sofia.

Ianovici V. și colab. (1969), *Evoluția geologică a Munților Metaliferi*, Edit. Academiei, București.

Mc. Kinstry H. E. (1955), *Structure of hydrothermal ore deposits*, în *Economic Geology*, Fiftieth Anniversary Volume, 1905—1955.

Petrulian N., Brana V. (1952), *Asupra mineralizației cuprifere de la Mușca (patrulaterul aurifer)*, Com. Acad. R.P.R. **II**, *11—12*.

Petrulian N., Steclaci Livia, Sandu D., Oroveanu Florica (1965), *Studiul mineralogic, geochimic și genetic al zăcământului cuprifer Deva*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **10**, *1*.

Pieptea Vasilica (1966), *Considerații mineralogice asupra zăcământului de minereu complex de la Moldova Nouă (sectorul de nord)*, D. S. Com. Geol., **LIII**/3.

Routhier P. (1963), *Les gisemsnt mètallifères*, Paris.

Sugaki A. (1955), *Thermal studies on the lattice intergrouth of chalcopyrite in bornite from the Jimmu mine*, Japan. Sci. Repts, Tohuku Univ., **5**.

Primit în redacție la 3 martie 1973

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide

GNAISELE PORFIROIDE DE PIETROSU BISTRIȚEI ÎNTRE ZUGRENI ȘI IZVORU RĂU (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

ION BALINTONI, TIT ȚÎMPĂU, CONSTANTIN ISACHE

Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței au trezit interesul tuturor geologilor sub a căror incidență au intrat, datorită aflorării lor pe aproape 50 km, la limita dintre seriile de Rebra—Barnar[1] și Tulgheș, ca un corp geologic perfect individualizat, ce alcătuiește principalele vîrfuri ale munților din dreapta Bistriței, începînd cu Pietrosu și pînă în Slopăț. Cel care le-a circumscris cartografic și descris microscopic a fost S a v u l (1938), în accepția lui fiind vorba de un dyk de roci de origine eruptivă, metamorfozate, gros de 500 la 1 500 m, cu lungimea spusă mai sus. El a observat coexistența în gnaisele porfiroide a două faciesuri petrografice, unul mezozonal și altul epizonal diaftoritic, și a presupus vîrsta hercinică pentru punerea lor în loc.

R ă d u l e s c u și colab. (1965) [2] sînt de părere că gnaisele porfiroide aparțin la seria mezometamorfă (de Rebra — Barnar), rocile numite astfel în seria de Tulgheș evidențiind un caz de convergență. Pentru modul de zăcămînt păstrează concepția de dyk. R i ș a (1966) [3] notează că gnaisele porfiroide au o șistozitate concordantă cu a rocilor înconjurătoare și sînt „mulate" de epimetamorfite, însă le figurează tot ca dyk la limita dintre seria mezometamorfă și cea epimetamorfă (de Tulgheș). Textul explicativ la foia Rădăuți a hărții geologice 1 : 200 000 (1968) menține imaginea de dyk, separat prin falii, de seria de Rebra — Barnar la vest și cea de Tulgheș la est, de-a lungul faliilor producîndu-se importante fenomene de retromorfism dinamic. Petrogenetic ar aparține seriei de Tulgheș. Pe harta 1 : 100 000 din 1971 [4], tectonic, gnaisele porfiroide sînt trasate ca dyk, atașat pînzelor dorneene, dar petrografic sînt descrise ca parte a seriei de Tulgheș. Limitele sînt marcate prin falii direcționale majore.

CONSIDERAȚII TECTONICE

S-a încercat clarificarea poziției spațiale a gnaiselor porfiroide de Pietrosu printr-o cartare detaliată în zona clasică de aflorare, între defi-

[1] I. B e r c i a, E l v i r a B e r c i a, H. K r ä u t n e r, F l o r e n t i n a K r ä u t n e r, G e o r g e t a M u r e ș a n, M. M u r e ș a n, V i o l e t a I l i e s c u (1971), *Monografia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali*, arh. Inst. geol.

[2] I. R ă d u l e s c u, L u d m i l a R ă d u l e s c u, V. P u i u, M a r i a P u i u (1965), *Cercetări geologice în cristalinul Carpaților orientali: Cîrlibaba-Gheorghieni (sinteză)*, arh. Inst. geol.

[3] R i ș a E. (1966), *Prospecțiuni pentru minereuri neferoase în reg. Dîrmoxa*, arh. Inst. geol.

[4] *Op. cit.*, pct. 1.

leul Bistriţei la Zugreni spre nord şi Izvoru Rău spre sud. Rezultatele cercetării redate grafic în harta anexată le consemnăm în continuare.

1. Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriţei posedă o şistozitate metamorfă bine exprimată; 2. valorile direcţiei şi înclinării şistozităţii în gnaisele porfiroide (căderi de circa 40° NE) se corelează cu cele măsurate în seriile de Rebra — Barnar şi Tulgheş, în terenurile adiacente (fig. 1); 3. şistozităţile respective sînt paralele cu suprafeţele corpurilor petrografice, inclusiv cu coperişul şi culcuşul gnaiselor porfiroide. Ultima afirmaţie implică recunoaşterea concordanţei gnaiselor porfiroide de Pietrosu cu metamorfitele înconjurătoare [5], conceptul de dyk, susţinut pînă în prezent în literatura geologică, sprijinindu-se pe insuficienta acurateţe informaţională.

Evidenţele cartografice ale concordanţei gnaiselor porfiroide cu rocile tangente sînt: a) limitele lor coboară spre est pe cursurile de apă ce le străbat dinspre vest sau izvorăsc de pe clina estică; b) pe toată distanţa între Zugreni şi Izvoru Rău traseul estic al gnaiselor porfiroide se situează cu 400 pînă la 600 m sub cel vestic, şi în consecinţă culmea Pogolin — Pietrosu modelată în ele merge mult excentric spre vest; c) cu cît rîurile

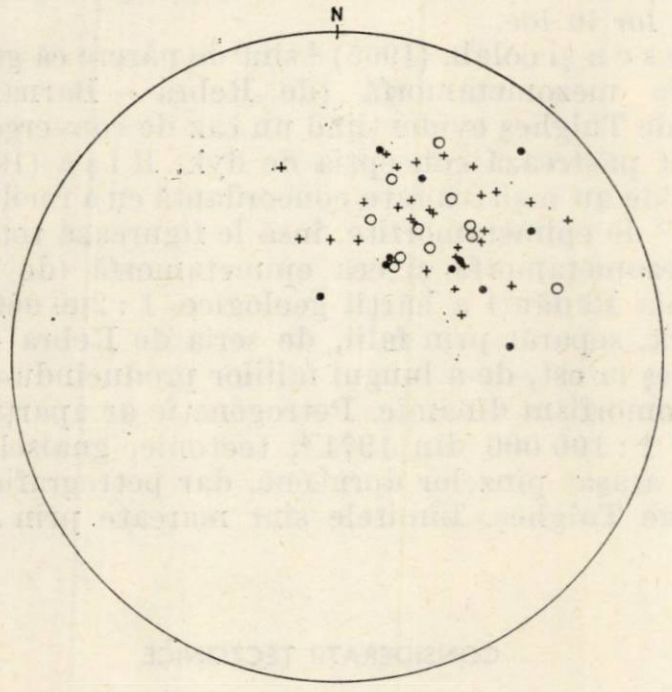


Fig. 1. — Diagramă poli-foliaţii (emisfera superioară).

cele întretaie curgînd spre est au pantă mai mică, cu atît gnaisele porfiroide apar mai înguste, lăţimea aparentă fiind maximă unde diferenţa de nivel este maximă.

[5] Faţă de seria de Tulgheş există o uşoară discordanţă stratigrafică pusă în evidenţă prin cartare, dar nesesizabilă prin măsurătorile şistozităţii, din cauza împrăştierii lor destul de accentuate.

Mai putem argumenta, în defavoarea ideii de dyk, că nu se observă formațiuni ale seriei de Rebra — Barnar intersectate de gnaisele porfiroide, iar un dyk ar explica precar tangența pe întreaga lui lungime, în vest cu seria de Rebra — Barnar și în est cu cea de Tulgheș.

Înclinarea cu circa 40° spre NE a elementelor planare ale gnaiselor porfiroide (inclusiv coperișul și culcușul) poate fi verificată geometric. Dacă se unește cota 920 unde suprafața lor inferioară este deschisă de Izvoru Rău cu cota 920 unde li se interceptează culcușul pe profilul Bistriței la Zugreni, și se duce o paralelă la această linie prin punctul de altitudine maximă în care aflorează culcușul gnaiselor porfiroide sub Pietrosu, planul astfel obținut plonjează cu 39° spre NE; acest unghi este de asemenea valabil pentru panta versantului estic al Pietrosului proiectată pe baza curbelor de nivel ale hărții topografice. Prin urmare, suprafața estică a Pietrosului Bistriței este o suprafață structurală, în timp ce panta vestică poate fi asemănată cu un relief de cuestă. Grosimile gnaiselor porfiroide deduse geometric sînt în jur de 400 m, verificabile în teren la Zugreni, unde Bistrița are un curs orizontal. Aici, chiar grosimea lor aparentă abia atinge 400 m, fapt explicabil în parte prin înclinarea lor locală mai accentuată.

PARAGENEZELE GNAISELOR PORFIROIDE ȘI SEMNIFICAȚIA LOR TECTONICĂ

Precizarea seriei metamorfe la care aparțin gnaisele porfiroide — în afara contiguității spațiale — este posibilă în funcție de gradul de metamorfism dedus din studiul paragenezei lor. În magistrala sa descriere din 1938, S a v u l a arătat că gnaisele porfiroide conțin două parageneze: una de grad mai ridicat (numită de el mezometamorfă) predominantă cantitativ și alta de grad mai coborît, cu caracter retromorf, observabilă în cîteva arii restrînse. Gradul paragenezei mezometamorfe corespunde cu al seriei de Rebra — Barnar, iar cel al paragenezei retromorfe, cel puțin la prima vedere, cu al seriei de Tulgheș. Coexistența acestor parageneze a fost confirmată de cercetătorii ulteriori, dar pînă în prezent nu s-a observat un lucru esențial în elucidarea problemei: și anume că retromorfismul se constată numai la partea superioară, estică, a gnaiselor porfiroide, deci la contactul cu seria de Tulgheș, nu și la contactul vestic, cu seria de Rebra — Barnar.

Parageneza generală a gnaiselor porfiroide pentru porțiunea studiată de noi este înscrisă în figura 2. Comparativ, S a v u l nu menționează calcitul și ortitul (dealtfel primul secundar și al doilea nesigur) și remarcă în plus granat și, ipotetic, o hornblendă biotitizată. Referitor la figura 2 remarcăm următoarele: fiecare din etapele „metamorfism în faciesul amfibolitelor cu almandin" și „metamorfism în faciesul șisturilor verzi" poate include mai mult decît un singur episod; recristalizările din etapa a II a sînt legate de formarea primei șistozități metamorfe, în timp ce generațiile de minerale ale etapei a III-a reflectă reacții de transformare ale mineralelor preexistente în condițiile zonei cloritului a faciesului șisturilor verzi; biotitul, prin cloritizare, eliberează Ti din rețea sub formă

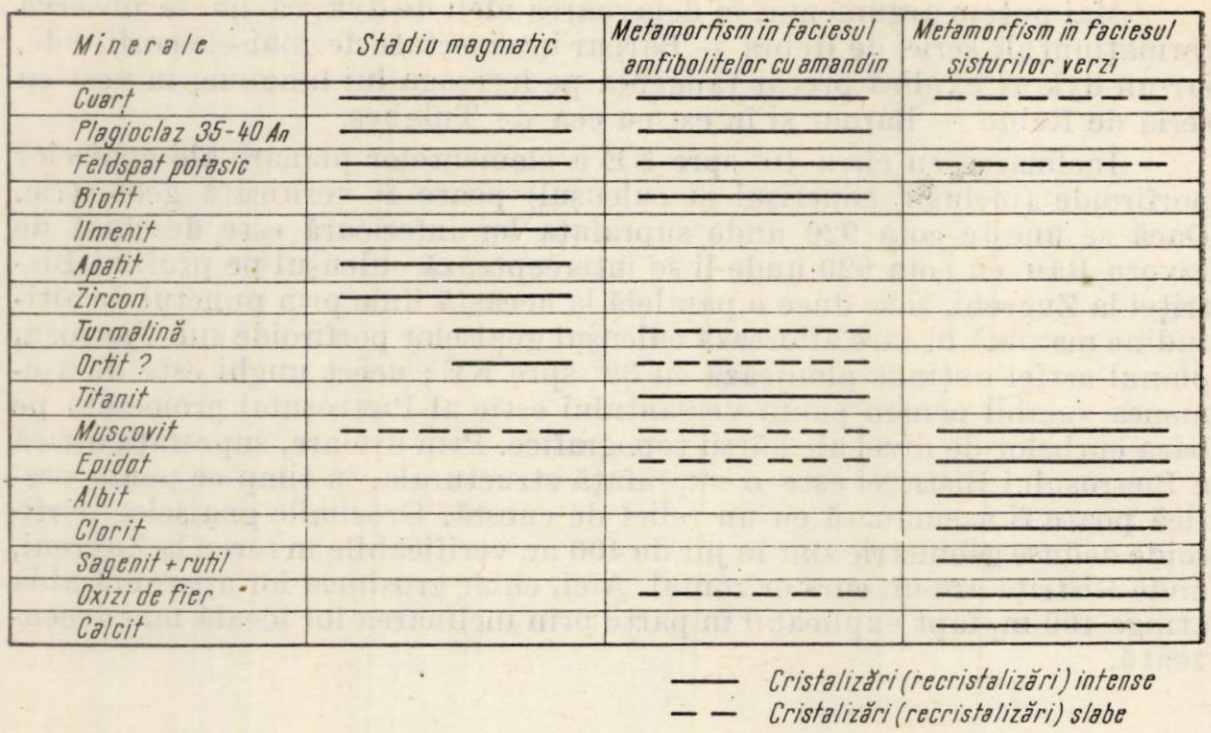


Fig. 2. — Etapele principale de mineralogeneză în gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriţei.

de sagenit şi rutil, pe cînd potasiul se fixează pe plagioclaz, determinînd sericitizări generalizate; plagioclazul se descompune în epidot şi albit; titanitul provine cel mai probabil din ilmenit, ultimul vizibil actualmente ca mici relicte în centrul granulelor de sfen; s-a diferenţiat rutilul de sagenit din cauză că în cristalele de biotit cloritizat deformate structura sagenitică a fost distrusă, rutilul recristalizînd în granule asociate haotic; sub numele de muscovit s-au inclus şi micele albe formate pe plagioclaz, uneori foarte abundente.

Parageneza iniţială de origine metamorfă a gnaiselor porfiroide — reiese clar din figura 2 — se înscrie în faciesul amfibolitelor cu almandin, cel puţin zona staurolitului, judecînd după conţinutul în An al plagioclazului. Stabilind prin aceasta echivalent a gradului de metamorfism cu cea a seriei de Rebra — Barnar — contiguitatea spaţială a fost demonstrată deja — afirmăm că gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriţei sînt parte integrantă a seriei de Rebra — Barnar, alcătuind pentru porţiunea pe care apar nivelul superior al acestei serii, şi au comun cu seria de Tulgheş doar faptul că de la Zugreni spre sud reprezintă subasmentul ei actual.

Coroborînd datele prezentei lucrări cu cele transpuse pe harta 1 :100 000 (B e r c i a şi colab., 1971)[6], conchidem că gnaisele porfiroide alcătuiesc flancul estic al structurii anticlinoriale ce se dezvoltă între Dorna-Arini — Zugreni în nord şi valea Neagra Broştenilor în sud.

A treia problemă importantă este aceea a relaţiilor dintre seria de Rebra — Barnar şi seria de Tulgheş. Răspunsul oferit trebuie să ia în seamă următoarele date :

[6] *Op. cit.*, pct. 1.

— numai suprafața externă a gnaiselor porfiroide este retromorfozată la nivelul zonei cloritului;

— și rocile seriei de Tulgheș sînt retromorfozate din zona biotitului în cea a cloritului la contactul cu gnaisele porfiroide;

— între parageneza primară a rocilor seriei de Tulgheș și parageneza inițială a gnaiselor porfiroide există o discordanță de metamorfism ce se întinde cel puțin peste zona granatului almandin (nereprezentată în seria de Tulgheș pe porțiunea în discuție);

— faciesul retromorf al gnaiselor porfiroide se caracterizează printr-o intensă laminare a mineralelor componente;

— în apropierea contactului se întîlnesc numeroase filonitizări atît în seria de Tulgheș, cît și în gnaisele porfiroide;

— prin cartare se evidențiază că traseul cuarțitelor negre din seria de Tulgheș este ușor discordant față de cel al gnaiselor porfiroide (discordanță nesesizabilă prin măsurătorile de șistozitate efectuate);

— pe Bărnărel, între seria de Tulgheș și cea de Rebra — Barnar este figurată o serie hercinică (B e r c i a și colab. 1971) [7].

Datele precedente nu sînt în acord nici cu o continuitate de sedimentare și metamorfism între seria de Rebra — Barnar și cea de Tulgheș și nici cu o transgresiune a seriei de Tulgheș pe un fundament metamorfozat reprezentat prin seria de Rebra — Barnar; ele satisfac în schimb concepția de contact tectonic de amploarea unui șariaj, gnaisele porfiroide retromorfozate anterior la partea superioară alcătuind formațiunea peste care a alunecat pînza seriei de Tulgheș. Linia de șariaj trasată pe harta 1 : 100 000 între cuarțitele negre și ceea ce mai apare din seria de Tulgheș dedesubt nu se justifică, ea trebuind figurată între seria de Tulgheș și gnaisele porfiroide. În ideea hărții menționate, de la Zugreni spre sud este vizibilă unitatea tectonică de Valea Putnei. Suprafața externă a gnaiselor porfiroide a fost modelată de eroziune și din această cauză ne putem aștepta la variații importante ale grosimii pe direcție; fenomenele de tectonizare observabile la contactul intern al gnaiselor porfiroide trebuie puse în legătură cu competența net superioară a acestor roci în raport cu oricare altele, ceea ce în timpul eforturilor tectonice a determinat desprinderi de substrat și alunecări (desigur de mică amploare). Cîmpul de împrăștiere relativ larg al polilor șistozității (fig. 1) poate fi explicat prin asemenea desprinderi de substrat, prin falii transversale și, eventual, prin elemente ale unor cutări neparalele cu direcția actuală a gnaiselor porfiroide (fig. 3, 4).

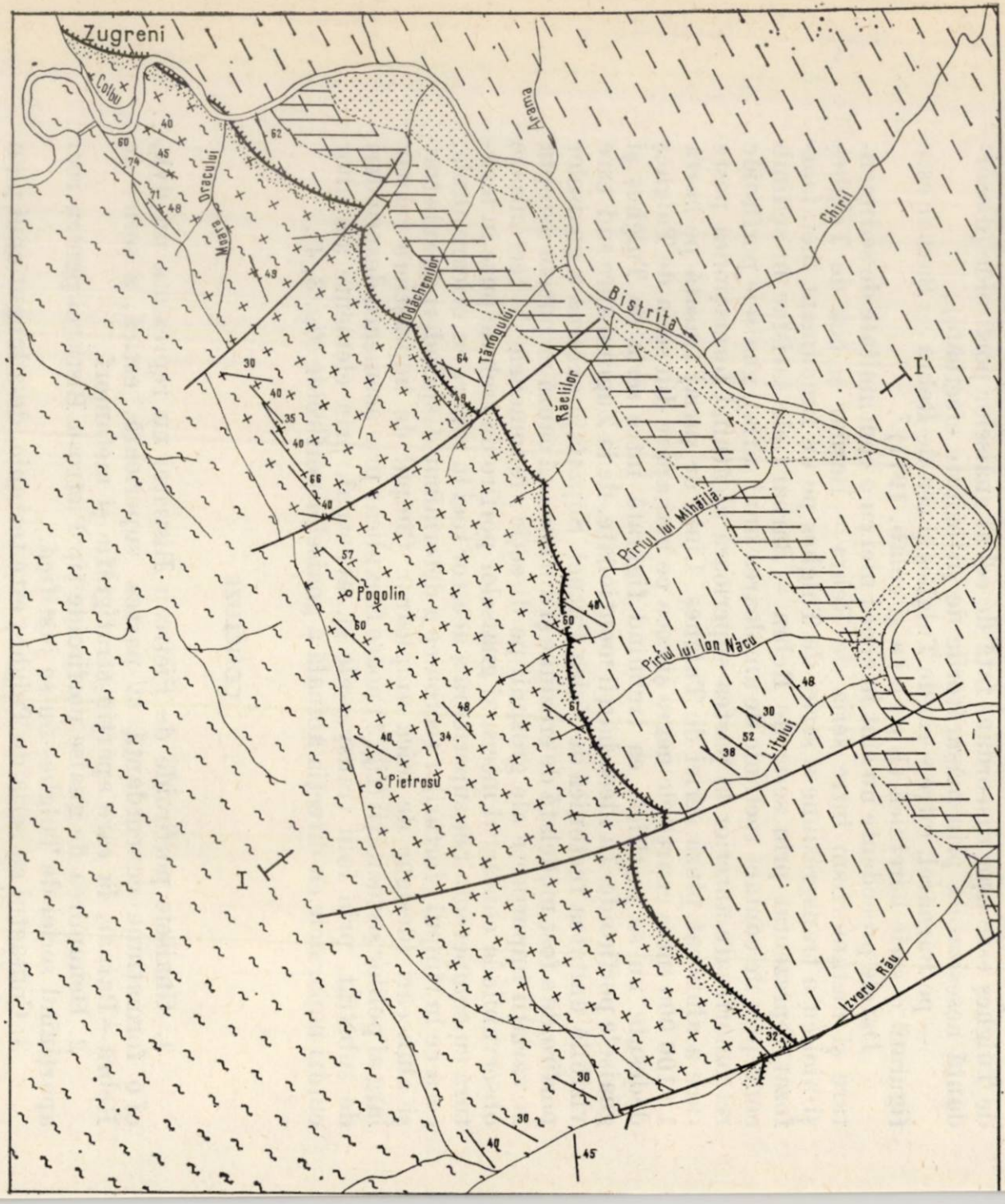
CONCLUZII

1. Gnaisele porfiroide de Pietrosu Bistriței nu reprezintă un dyk, ci o formațiune concordantă la partea superioară, estică, a seriei de Rebra—Barnar, la care aparțin stratigrafic și metamorf.

2. Denumirea de gnaise porfiroide tip Pietrosu Bistriței pentru roci aparținînd seriei de Tulgheș nu se justifică.

3. Contactul cu seria de Tulgheș este tectonic, de-a lungul unui plan important de șariaj.

[7] *Op. cit.*, pct. 1.


Zugreni
Colnu
Măgura
Dracului
Dăchenilor
Târnopului
Aranna
Bistrița
Chirii
Răcilor
Pîrîul lui Mihaiță
Pîrîul lui Ion Năcu
Pogolin
Pietrosu
Litului
Izvoru Rău
I
I'
Legenda
Seria de Rebra-Barnar
Gnaisele porfiroide de Pietrosu parte a seriei de Rebra-Barnar
Zonă retromorfă
Seria de Tulgheș
Cuarțite negre din seria de Tulgheș
Terase
Șariaj
Limită geologică
Limită geologică presupusă
Falie
Direcție și înclinare șistuozitate
Secțiune geologică
0
0,5
1 Km

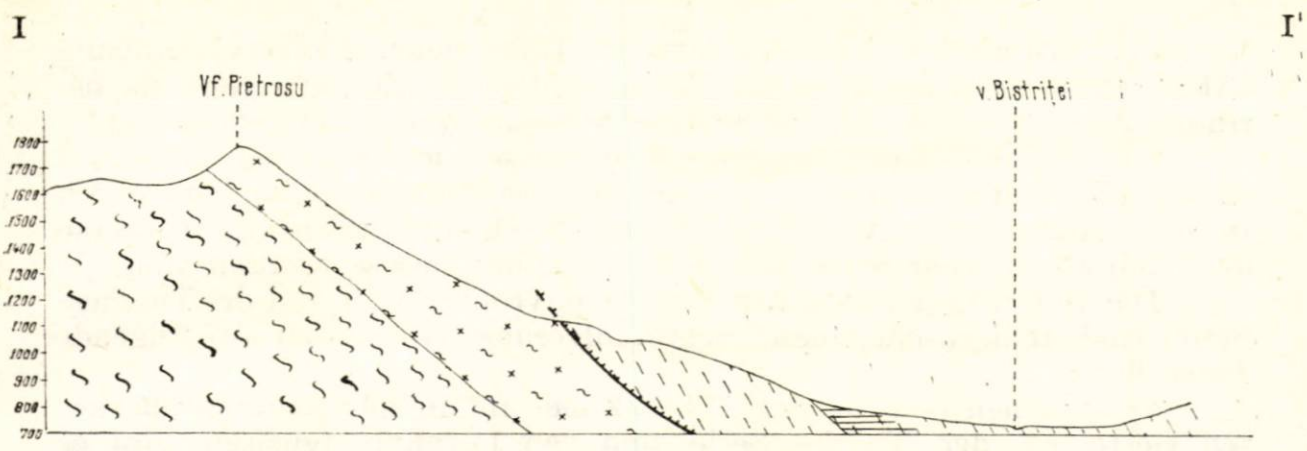


Fig. 4. — Profil geologic între vîrful Pietrosu şi valea Bistriţei.

4. La partea externă gnaisele porfiroide de Pietrosu sînt retromorfozate la nivelul zonei cu clorit a faciesului şisturilor verzi.

5. Din punctul de vedere al structurii majore gnaisele porfiroide constituie flancul estic al unui mare anticlinoriu vizibil în seria de Rebra — Barnar de la Zugreni spre sud.

DIE PIETROSU BISTRIŢEI-PORPHYROIDGNEISE ZWISCHEN ZUGRENI UND IZVORUL RĂU (OSTKARPATEN)

ZUSAMMENFASSUNG

Bis in der Gegenwart hat man angenommen, daß die Pietrosu Bistriţei-Porphyroidgneise ein Dyke von cca 50 km Länge bilden, das an der Grenze zwischen der Rebra — Barnar-Serie (Präkambrium) und der Tulgheş-Serie (Unteres Kambrium) liegt und der Tulgheş-Serie petrographisch angehört. Auf Grund der zwischen Zugreni und Izvorul Rău ausgeführten Untersuchungen, schließen die Autoren, daß die Pietrosu Bistriţei-Porphyroidgneise einen an dem oberen Teil der Rebra — Barnar-Serie gleichlaufend gelagerten Körper darstellen und petrographisch dieser Serie angehören.

Die Argumente, die die Konkordanz zwischen den Pietrosu Bistriţei-Porphyroidgneisen und den umgebenden Gesteinen unterstützen, sind folgende :

1. Die Werte der Streichrichtungen und der Fallen in den Porphyroidgneisen entsprechen denen der umgebenden Gesteinen ;

2. Die oberen und die unteren Kontaktflächen der Porphyroidgneise betragen gleichmäßige östliche Fallwerte wie auch die Schieferungspläne. Dies wird von den folgenden kartographischen Beweisen probiert :

a) Die Grenzen der Porphyroidgneise senken sich nach Osten, entlang den von Westen durchquerenden Wasserläufen ;

b) Auf der ganzen Strecke zwischen Zugreni und Izvorul Rău liegt die östliche Grenzlinie der Porphyroidgneise 400 bis 600 m. niederer als die westliche ;

c) Umsomehr die durchquerenden Täler einen kleineren Abhang haben, umso schmäler sind die Porphyroidgneise die auftreten; sie betragen die größte Mächtigkeit wo die Niveaudifferenz am größten ist.

Die Zugehörigkeit der Porphyroidgneise an der Rebra — Barnar-Serie ergibt sich auch daraus, daß ihre primäre Metamorphparagenese sich in dem Almandin — Amphibolit-Fazies einschreibt, worin die Gesteine der Rebra — Barnar-Serie sämtlich metamorphosiert worden sind.

Die Beziehungen zwischen den Porphyroidgneisen und der Tulgheş-Serie sind tektonisch. Diese Schlußfolgerung stützt sich auf folgende Tatsachen:

a) Zwischen den in der Biotit-Zone anfänglich metamorphosierten Gesteinen der Tulgheş-Serie und den Porphyroidgneisen gibt es eine Metamorphosediskordanz, die sich mindestens über der Almandingranat-Zone ausdehnt;

b) Der obere Teil der Porphyroidgneise, wie sonst auch die Gesteine der Tulgheş-Serie von dem Kontakt, werden in der Chlorit-Zone des Grünschiefer-Fazies retromorphosiert;

c) In der Annäherung des Kontakts zwischen der Tulgheş-Serie und den Porphyroidgneisen läßt sich eine starke Phyllonitisierung in beiden Formationen bemerken;

d) Die Streichrichtung der Unterlage der in der Nähe befindlichen schwarzen Quarzite aus der Tulgheş-Serie zieht nicht parallel mit den Porphyroidgneisen.

BIBLIOGRAFIE

SAVUL M. (1938), *Le cristallin de Bistriţa. La région Dorna — Broşteni (Districts Cîmpulung et Neamţ)*, Ann. Sci. L'Univ. Jassy, **XXIV**, *1*.

* * * Harta geologică 1 : 200 000, Rădăuţi, Inst. geol.

Primit în redacţie la 13 decembrie 1973

Institutul de geologie şi geofizică,
Laboratorul de mineralogie Frasin
Gura Humorului, jud. Suceava

NOTĂ ASUPRA LIZARDITULUI DE PE VALEA TISMANEI (CARPAȚII MERIDIONALI)

DE

ALEXANDRINA MEDEȘAN, T. BERZA

În zona de izvoare a văii Tismanei, pe afluentul Crișanu Nou, atrage atenția, într-un afloriment metric o rocă galbenă pe suprafețele alterate, dar verde în eșantion proaspăt, cu spărtură concoidală, translucidă în fragmentele milimetrice, alcătuită în exclusivitate din mineralul serpentinic ce face obiectul prezentei note. Cunoscută și de către L. Pavelescu și R. Dimitrescu (1966), ce menționează existența în cadrul seriei de Lainici — Păiuș a unor serpentine pe valea Tismanei, această ivire este amintită de T. Berza și D. Gheorghițescu (1970) în descrierea skarnelor și pseudoskarnelor din bazinul superior al văii Tismanei.

În profilul de pe pîrîul Crișanu Nou au fost întîlnite, din aval spre amonte : pe circa un metru skarne alcătuite din granat, flogopit și apatit, parțial înlocuite de pistazzit, calcit și brucit ; pe aproximativ zece metri serpentinit masiv străbătut de filonașe cu grosime milimetrică pînă la centimetrică de carbonați ; cîțiva decimetri de skarn format din diopsid si un epidot roz ; apofize decimetrice de leucogranit endoskarnizat în cuarțite. Geneza serpentinitului ne apare astfel clară, într-o primă etapă, pirometasomatică, pe seama unor lentile carbonatice existente în seria de Lainici — Păiuș formîndu-se skarne magneziene sub influența venirilor de magmă leucogranitică, ce migmatizează intens întreaga serie (T. Berza, 1972) ; într-o etapă ulterioară, odată cu scăderea temperaturii, are loc serpentinizarea acestor skarne.

Aspectul microscopic al serpentinitului este puțin edificator, la măriri puternice observîndu-se o pîslă fină alcătuită din foițe de cîțiva microni, improprii unor determinări optice de detaliu. Se remarcă caracterul practic monomineral al rocii, singura impurificare observată fiind dată de carbonați, ce apar uneori pe fisuri.

Avînd în vedere deosebita puritate a materialului, am efectuat analiza chimică (tabelul nr. 1), ce conduce la încadrarea probei analizate în grupa mineralelor serpentinice. Pentru calculul formulei structurale am folosit atît baza de 9 (O, OH), utilizată de W. A. Deer și colab. (1962), cît și baza de 28 de sarcini electronegative, introdusă de G. T. Faust și J. J. Fahey (1962). Comparînd rezultatele ce se obțin prin cele două metode, E. J. W. Whittaker și F. J. Wicks (1970) recomandă calculul pe baza de 14 O (28 de sarcini electronegative), în acest caz rezultatele nefiind influențate de eventualele erori în determinarea H_2O^+.

Încercările de punere în evidență a unor diferențe de chimism între mineralele serpentinice efectuate de N. J. Page (1968) și discutate critic de E. J. W. Whittaker și F. J. Wicks (1970) au condus la separarea

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 19, P. 93–97, BUCUREȘTI, 1974

Tabelul nr. 1

Analiza chimică

Oxizi	%	Formula structurală calculată pe baza a 9(O, OH) 1		14 O 2	
SiO_2	42.20	Si^{4+} 1.989	2.000	Si^{4+} 3.906	4.000
Al_2O_3	0.39	Al^{3+} 0.011		Al^{3+} 0.042	
				Fe^{3+} 0.052	
Fe_2O_3	1.73	Al^{3+} 0.010	3.094	Fe^{3+} 0.068	6.007
FeO	0.07	Fe^{3+} 0.061		Fe^{2+} 0.005	
TiO_2	0.05	Fe^{2+} 0.002		Ti^{4+} 0.003	
MgO	42.90	Ti^{4+} 0.001		Mg^{2+} 5.921	
CaO	0.10	Mg^{2+} 3.015		Ca^{2+} 0.010	
Na_2O	0.00	Ca^{2+} 0.005			
K_2O	0.00	OH^- 3.738			
H_2O+	11.89	$^1Mg_{3.01}Fe^{3+}_{0.06}Al_{0.01}[Si_{1.99}Al_{0.01}]O_{5.27}OH_{3.73}$			
H_2O-	0.38	$^2Mg_{5.92}Fe^{3+}_{0.07}[Si_{3.91}Al_{0.04}Fe^{3+}_{0.05}]O_{10}OH_8$			
Total	99.69				

în diagramele ternare $MgO - SiO_2 - H_2O^+$, $MgO - FeO - SiO_2$, $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$, $MgO - FeO - H_2O^+$, $FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3$ a unor cîmpuri mai mult sau mai puțin conturate pentru antigorit, crisotil, lizardit și varietatea cunoscută în literatură ca „6-layer". În toate aceste diagrame se poate observa o separare destul de clară a antigoritelor față de restul mineralelor serpentinice, în diagramele $FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3$ și $MgO - FeO - SiO_2$ remarcîndu-se în plus și o diferențiere între crisotil pe de-o parte și lizardit plus 6-layer pe de altă parte. În aceste reprezentări se constată proiectarea probei analizate în cîmpul ocupat de lizardit și 6-layer, cu excepția diagramelor în care intervine H_2O^+, ce determină,

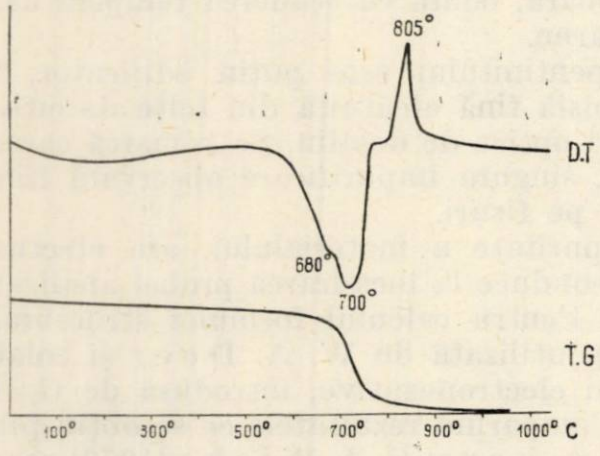


Fig. 1. — Analiza termodiferențială și termogravimetrică.

datorită valorii reduse a apei, încadrarea analizei în cîmpul antigoritelor.

Analiza DTA (fig. 1), efectuată cu o rată de încălzire de 10°C/min, marchează un efect endoterm la 700°C, urmat de un efect exoterm la 805°C. Aceste picuri permit, după G. T. Faust și J. J. Fahey (1962), încadrarea analizei în grupul lizardit — crisotil, net diferențiat prin poziția efectelor termice de antigorit. Din această cauză, proiectarea analizei

chimice în unele diagrame în cîmpul antigoritelor se dovedeşte a fi datorată unei subevaluări a conţinutului în apă al probei.

Spectrul de absorbţie în infraroşu (fig. 2) al eşantionului de la Tismana prezintă în regiunea de diagnostic a mineralelor serpentinice două benzi de absorbţie situate la 959 şi 1 078 cm^{-1}. După G. W. Brindley

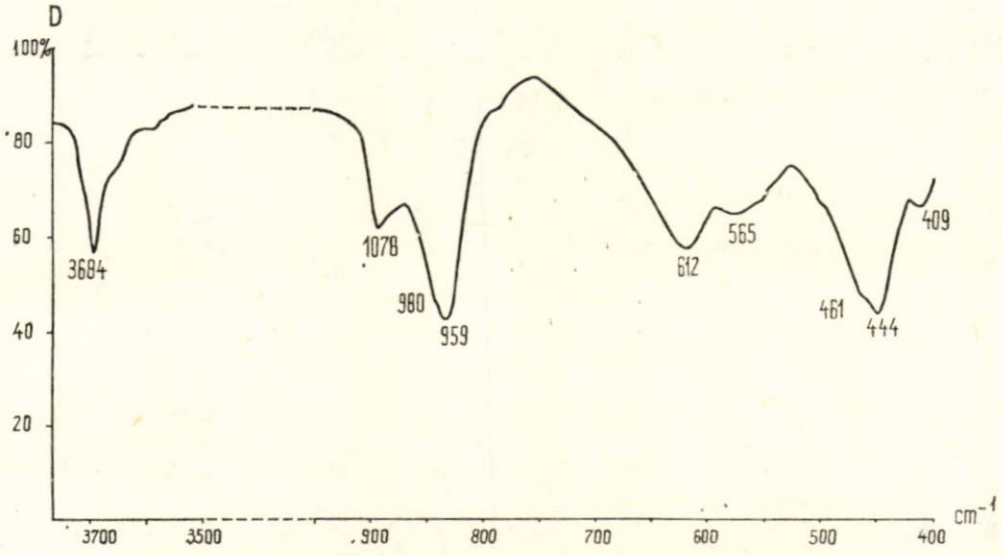


Fig. 2. — Spectrul de absorbţie în infraroşu.

şi J. Zussman (1959), prin studiul în IR se poate separa antigoritul, cu benzi de absorbţie la 985 şi 1 081 cm^{-1}, de restul mineralelor serpentinice, ce au benzi de absorbţie la 952, 1 010 şi 1 075 cm^{-1}. Benzile de absorbţie observate de noi corespund cu aceste ultime valori, cu excepţia dispariţiei celei intermediare, care lipseşte însă şi din spectrele IR ridicate pentru lizardit de autorii citaţi.

Identificarea mineralelor serpentinice cu ajutorul razelor X se bazează pe lucrările efectuate de E. J. W. Whittaker şi J. Zussman (1956), care au separat în această grupă antigorit, lizardit şi crisotil, cu varietăţile orto, clino şi paracrisotil, şi pe cele ale lui J. Zussman şi G. W. Brindley (1957), care au pus în evidenţă tipul structural 6-layer.

Din compararea distanţelor reticulare şi a intensităţii reflexelor difractogramei obţinute pe mineralul serpentinic de la Tismana (tabelul nr. 2) cu valorile indicate de E. J. W. Whittaker şi J. Zussman (1956) pentru antigorit, crisotil şi lizardit, rezultă o deosebire pronunţată faţă de primele două varietăţi. Se poate însă constata o mare similitudine a poziţiei şi intensităţii picurilor cu cele ale lizarditului, asemănare întărită de compararea cu distanţele reticulare obţinute tot pe lizardit de către N. J. Page şi R. G. Coleman (1967). Utilizînd indexarea reflexelor efectuată de aceşti autori [1], am putut atribui indici hkl

[1] E. J. W. Whittaker şi J. Zussman (1957) folosesc o celulă elementară cu c = 14.7 Å, ce determină valori duble pentru indicele l.

Tabelul nr. 2

Analiza cu raze X a unor minerale serpentinice

Lizardit			Lizardid						6-layer		
Tismana (K_α Cu)			N. J. Page și colab. (1967)			E. J. W. Whittaker și colab. (1956)			J. Zussman și colab. (1957)		
dÅ	I	hkl	dÅ	I	hkl	dÅ	I	hkl	dÅ	I	hkl
7.32	85	001	7.37	vs	001	7.35	vs	002	7.33	10	006
4.63	40	020	4.61	m	020	4.60	m	020	4.597	6B	020
									4.403	1	023
									4.250	1	024
									4.088	1	025
			3.88	w	022				3.903	1/2	026
3.65	100	002	3.66	vs	002	3.66	vs	004	3.662	10	0,0,12
									3.528	1/2	028
									3.348	1/2	029
									3.172	1/2	0,2,10
3.03	25								3.015	1/2	0,2,11
2.88	25								2.865	1/2	0,2,12
									2.720	1/2	0,2,13
2.645	30		2.669	w	200	2.66	w	130	2.623	3	203
			2.603	vw	130						
2.503	85	201	2.504	s	131	2.500	s	202	2.502	10	206
									2.450	1	0,2,15
2.438	40	003	2.455	vs	003	2.437	mw	006	2.425	1	0,0,18
									2.335	7	209
						2.290	vvw	040			
2.148	45	202				2.151	ms	204	2.149	6	2,0,12
									1.9629	7	2,0,15
1.818	30	004	1.825	vw	004	1.830	vw	008	1.8154	1/2	0,0,24
1.790	30	203	1.797	vw	203	1.796	m	206	1.7905	1	2,0,18
1.737	30	310				1.740	w	310	1.7392	1B	310
			1.700	vw	024	1.696	vw	028			
									1.6360	4	2,0,21
1.536	60	060	1.539	s	060	1.535	s	060	1.5354	8	060
1.503	40	204	1.505	w	061	1.504	ms	208	1.5013	7	2,0,24
1.456	25	005	1.459	m	005	1.463	w	0,0,10	1.4520	1/4	0,0,30
1.413	25	062	1.417	w	062	1.416	w	064	1.4148	2	0,6,12
									1.3793	2	2,0,27
									1.3271	1	403
1.308	35	401	1.311	w	261	1.308	m	402	1.3092	5	406
									1.2958	1/4	0,6,18
									1.2832	1/2	409
						1.281	vw	2,0,10	1.2759	1/2	2,0,30
						1.247	vw	404			
						1.218	vw	0,0,12	1.2100	1	0,0,36

pentru 14 din cele 17 reflexe măsurate și am calculat o celulă elementară cu următorii parametri reticulari :

$$a = 5.334 \text{ Å} \qquad b = 9.238 \text{ Å} \qquad c = 7.297 \text{ Å}.$$

Reflexele de slabă intensitate cu d = 3.03 Å și d = 2.88 Å, ce corespund cu liniile de intensitate maximă ale calcitului și dolomitului, pot fi atribuite unei ușoare impurificări carbonatice, avînd în vedere filonașele de acest tip ce străbat serpentinitul.

În tabelul nr. 2 este prezentată și diagrama de raze X a varietății 6-layer (J. Zussman și G. W. Brindley, 1957), identică în privința principalelor reflexe cu cele ale lizarditelor, dar deosebită de ale acestora prin numeroasele reflexe de slabă intensitate de tip 02l, determinate de o rețea reticulară cu c = 43.8 Å, multiplu de 6 al parametrului c al lizarditului. Absența acestor picuri în difractograma mineralului serpentinic de la Tismana nu permite însă identificarea varietății 6-layer.

Din diagrama de raze X prezentată rezultă astfel clar prezența în serpentinitul de la Tismana a lizarditului, concluzie în acord cu indicațiile date de analizele DTA, IR și chimică.

LIZARDITE FROM TISMANA VALLEY (SOUTHERN CARPATHIANS)

ABSTRACT

A serpentine mineral trom Tismana valley (Southern Carpathians), resulted by the serpentinisation of a magnesian skarn, has been identified by x-ray analysis as lizardite. The chemical, thermodifferential and infrared analyses leads to a complete characterization of the mineral, the results being in concordance with the data from the literature related to the chemical and physical properties of the serpentine ,,polymorphs''.

BIBLIOGRAFIE

Berza T. (1972), *Șisturi cristaline și roci granitoide între valea Tismanei și valea Bistriței (Munții Vulcan)*, D. S. Inst. geol., **LVIII**/1.

Berza T., Gheorghițescu D. (1970), *Asupra prezenței unor skarne mineralizate pe valea Tismanei*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **15**, 2.

Brindley G. W., Zussman J. (1959), *Infra-red absorbtion data for serpentine minerals*, Amer. Mineral, **44**, 185.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1962), *Rock-forming minerals*, Longmans, London.

Faust G. T., Fahey J. J. (1962), *The serpentine group minerals*, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 384 A.

Page N. J. (1968), *Chemical differences among the serpentine* ,,polymorphs'', Amer. Mineral. **53**, 201.

Page N. J., Coleman R. G. (1967), *Serpentine mineral analyses and physical properties*, Geol. Surv. Research. B.

Pavelescu L., Dimitrescu R. (1966), *Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana*, D. S. Inst. geol., **LII**/1.

Whittaker E. J. W., Wicks F. J. (1970), *Chemical differencies among the serpentine ,,polymorphs'' : a discussion*, Amer. Mineral., **55**, 1 025.

Whittaker E. J. W., Zussman J. (1956), *The characterisation of serpentine minerals by x-ray diffraction*, Amer. Mineral., **41**, 107.

Zussman J., Brindley G. W. (1957), *Serpentines with 6-layer orthohexagonal cells*, Amer. Mineral, **42**, 666.

Primit în redacție la 9 iulie 1973

Institutul de geologie și geofizică

REPREZENTANȚI AI FAMILIEI *ACONECERATIDAE* SPATH, ÎN FLIȘUL CRETACIC DIN MOLDOVA (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

GR. ALEXANDRESCU

1. INTRODUCERE

În vara anului 1964, cu ocazia cercetării terenurilor cretacice, în facies de fliș, din Carpații Orientali, bazinul văii Bistrița, am identificat un cuib fosilifer, ce se află situat la baza unei serii șistoase-grezoase, cunoscută în literatura geologică sub numele de strate de Babșa, de vîrstă apțiană.

2. DATE STRATIGRAFICE

În bazinul mijlociu al văii Bistrița, la est de zona cristalino-mezozoică, între localitățile Broșteni și Audia, se dezvoltă flișul cretacic.

Structural, flișul cretacic este alcătuit din mai multe unități tectonice, încălecate succesiv de la vest spre est (pînza de Ceahlău = pînza internă superioară ; pînza internă inferioară = pînza flișului curbicortical ; pînza șisturilor negre (Audia) ; pînza de Tarcău (fig. 1) etc. (M. G. Filipescu, 1955 ; I. Băncilă, 1955, 1958 ; I. Dumitrescu și colab., 1962 etc.).

Cuibul fosilifer se găsește în unitatea cea mai internă (pînza de Ceahlău = pînza internă superioară), la constituția căreia iau parte următoarele entități litostratigrafice (fig. 2) ;

a. Strate de Sinaia (valanginian — barremian inferior). Sînt cele mai vechi depozite cunoscute, fiind constituite dintr-o alternanță de șisturi argiloase, gresii calcaroase, marnocalcare și conglomerate. Nota caracteristică este dată de marnocalcare și calcarele litografice sau sublitografice. Din loc în loc, în stratele de Sinaia, apar șisturi verzi și roșii, jaspuri și radiolarite, de tipul așa-numitelor „strate de Azuga".

b. Strate de Bistra (barremian superior — apțian inferior). Urmează peste precedentele și reprezintă un fliș grezos tipic, gros de 1 400 —1 800 m, constituit din trei tipuri principale de roci : șisturi argiloase, gresii și conglomerate. Vîrsta stratelor de Bistra din această parte a Carpaților Orientali este atestată de formele : *Cheloniceras* ex gr. *crassum*, *Macroscaphites yvani*, *Pseudohaploceras* aff. *liptoviense*, *Costidiscus recticostatus*, *Deshayesites* ex gr. *deshayese*, *Phyllopachiceras infundibulum*, *Eulytoceras* aff. *phestus* (G. Macovei, 1958 ; Gr. Alexandrescu, 1971).

c. Strate de Babșa (apțian). Constituie o entitate litostratigrafică bine individualizată, alcătuită dintr-o alternanță de șisturi argiloase și

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE T. 19, P. 99–113, BUCUREȘTI, 1974

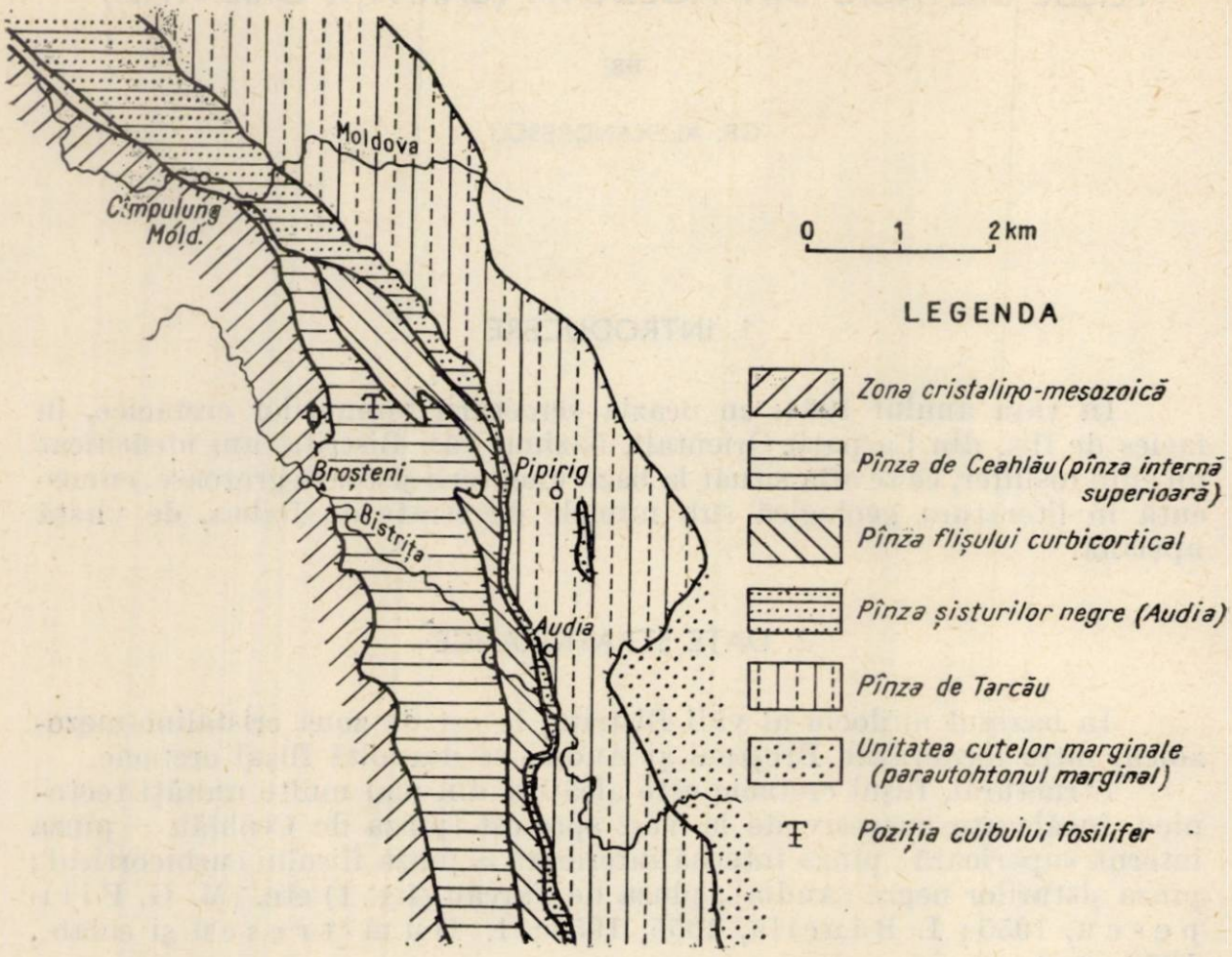


Fig. 1. — Schița unităților structurale (după harta geologică 1 : 1 000 000, completată).

marnoase și gresii cu ciment calcaros. Grosimea acestora este cuprinsă între 400 și 500 m.

d. Strate de Ceahlău (apțian superior — albian). Sînt bine individualizate și caracterizate petrografic, ocupînd o suprafață relativ mare în masivele Bivolul, Hăcigosu și Ceahlău. Litologic, sînt constituite dintr-o alternanță ritmică de șisturi argiloase, gresii și conglomerate. Stratele de Ceahlău au furnizat pînă în prezent următoarele fosile : *Parahoplites* sp., *Dufrenoya furcata*, *Acanthoplites aschiltaensis*, *Anahoplites* cf. *planus* (M.G. Filipescu și D. Grigorescu, 1966 ; Gr. Alexandrescu, 1971). Pe baza acestora putem încadra stratele de Ceahlău (I. Băncilă, 1958), în intervalul apțian superior-albian.

3. POZIȚIA ȘI DESCRIEREA PUNCTULUI FOSILIFER

Punctul fosilifer identificat se găsește pe Pîrîul Sec, afluent pe dreapta a pîrîului Sabasa (bazinul văii Bistrița), pe teritoriul localității Borca, județul Neamț, fiind situat la partea inferioară a stratelor de Babșa (fig. 3), aproape de limita cu stratele de Bistra (fig. 1, 2, 3).

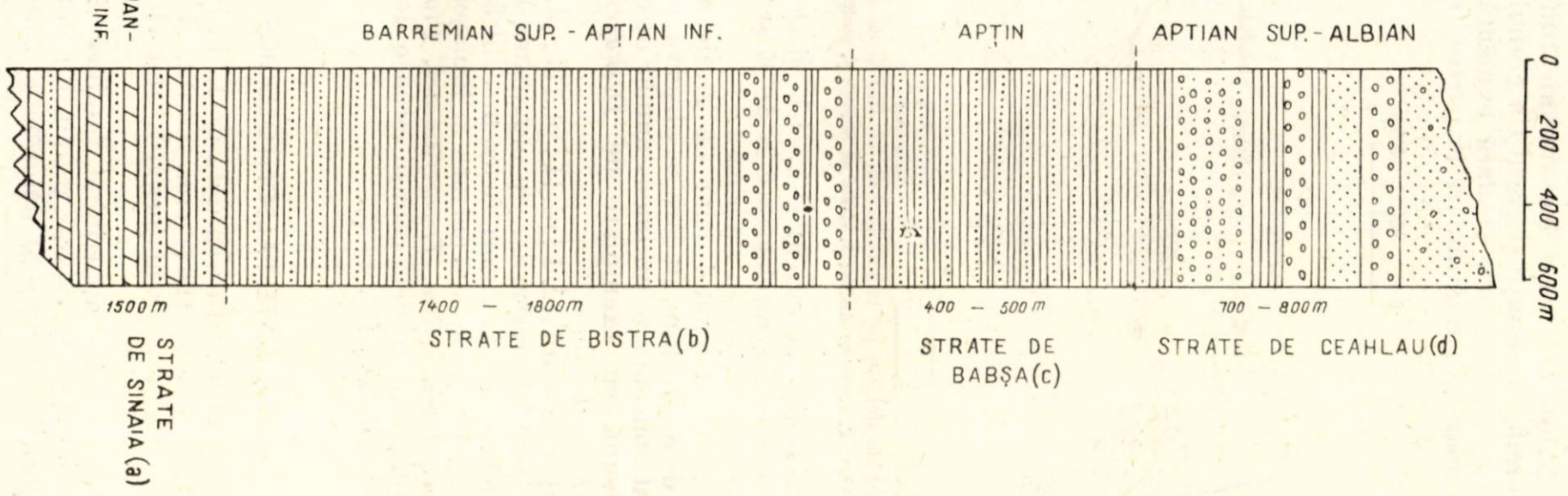


Fig. 2. — Coloană stratigrafică pe pîrîul Sabasa și poziția punctului fosilifer.

a, Strate de Sinaia (valanginian-barremian inferior) ; *b*, strate de Bistra (barremian superior — apțian inferior) ; *c*, strate de Babșa (apțian) ; *d*, strate de Ceahlău (apțian superior — albian).

Stratele de Babşa din acest loc sînt alcătuite dintr-o alternanţă strînsă de şisturi argiloase cenuşii şi gresii fin granulare cu ciment calcaros. Gresiile prezintă stratificaţie gradată evidentă, fiind medio-granulare la partea inferioară şi fin granulare la partea superioară, trecînd la

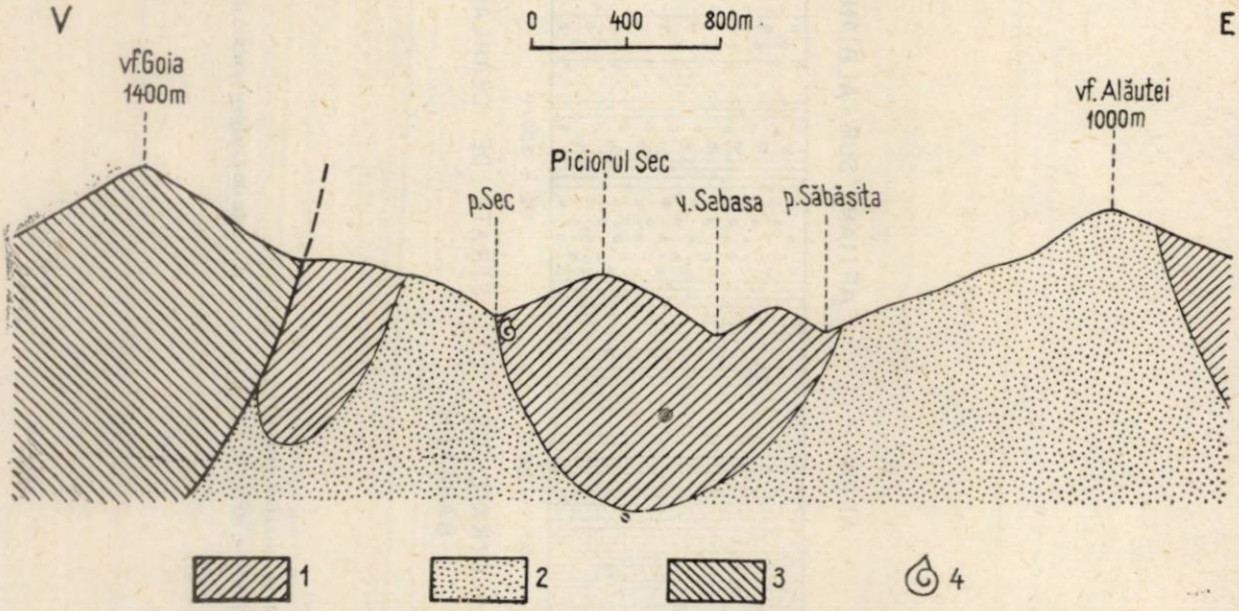


Fig. 3. — Profil de detaliu pe valea Sabasa, cu indicarea punctului fosilifer.
1, Strate de Babşa; *2*. strate de Bistra; *3*. strate de Sinaia; *4*. poziţia punctului fosilifer

siltite cu laminaţie oblică de curent şi apoi la şisturi argiloase şi marne argiloase cenuşii. Direcţia stratelor este N 10°E şi înclinarea 50—60°E, cu „hieroglife" normale la partea inferioară.

La partea inferioară a unui strat de gresie am găsit un lumaşel cu amoniţi, gros de 8—10 mm, în care se observă o tanatocenoză caracteristică, unde sînt concentrate un imens număr de exemplare ale genului *Aconeceras*, împreună cu exemplare de *Deshayesites*, *Toxoceratoides*, *Ancyloceras*, *Ptychoceras* etc.

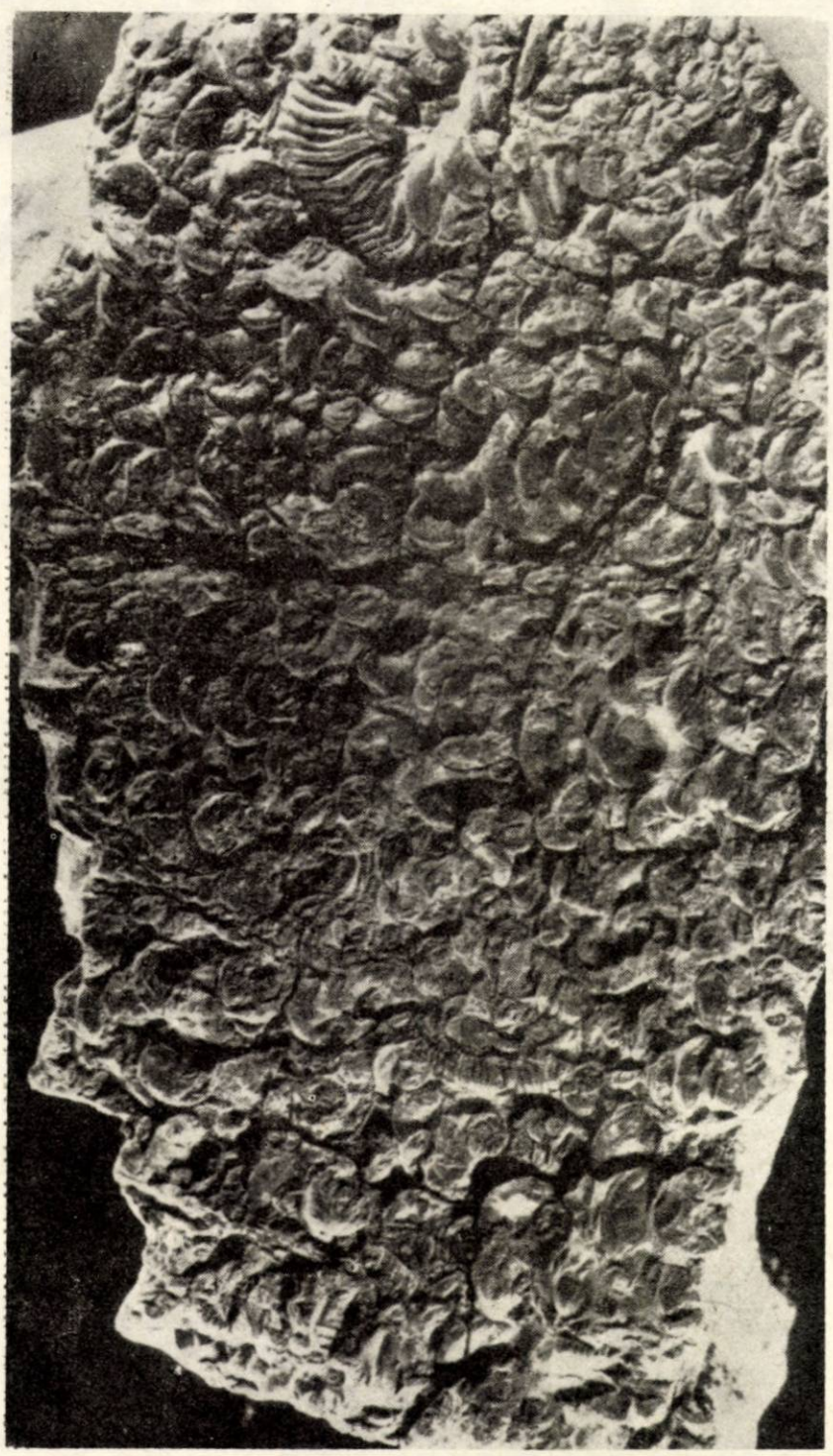
În fotografiile alăturate (pl. I; pl. II; pl. III; pl. IV; pl. V) se observă o dispunere imbricată ale resturilor de organisme menţionate, denotînd că acestea s-au depus sub acţiunea fizico-mecanică a curenţilor marini.

În afară de specimenele concentrate în lumaşelul menţionat, impresiuni de *Aconeceras*, *Deshayesites*, *Toxoceratoides*, *Ptyhoceras* etc. se găsesc şi în şisturile argiloase şi argilele cenuşii situate deasupra şi dedesubtul nivelului lumaşelic (pl. IV, fig. 2, 3).

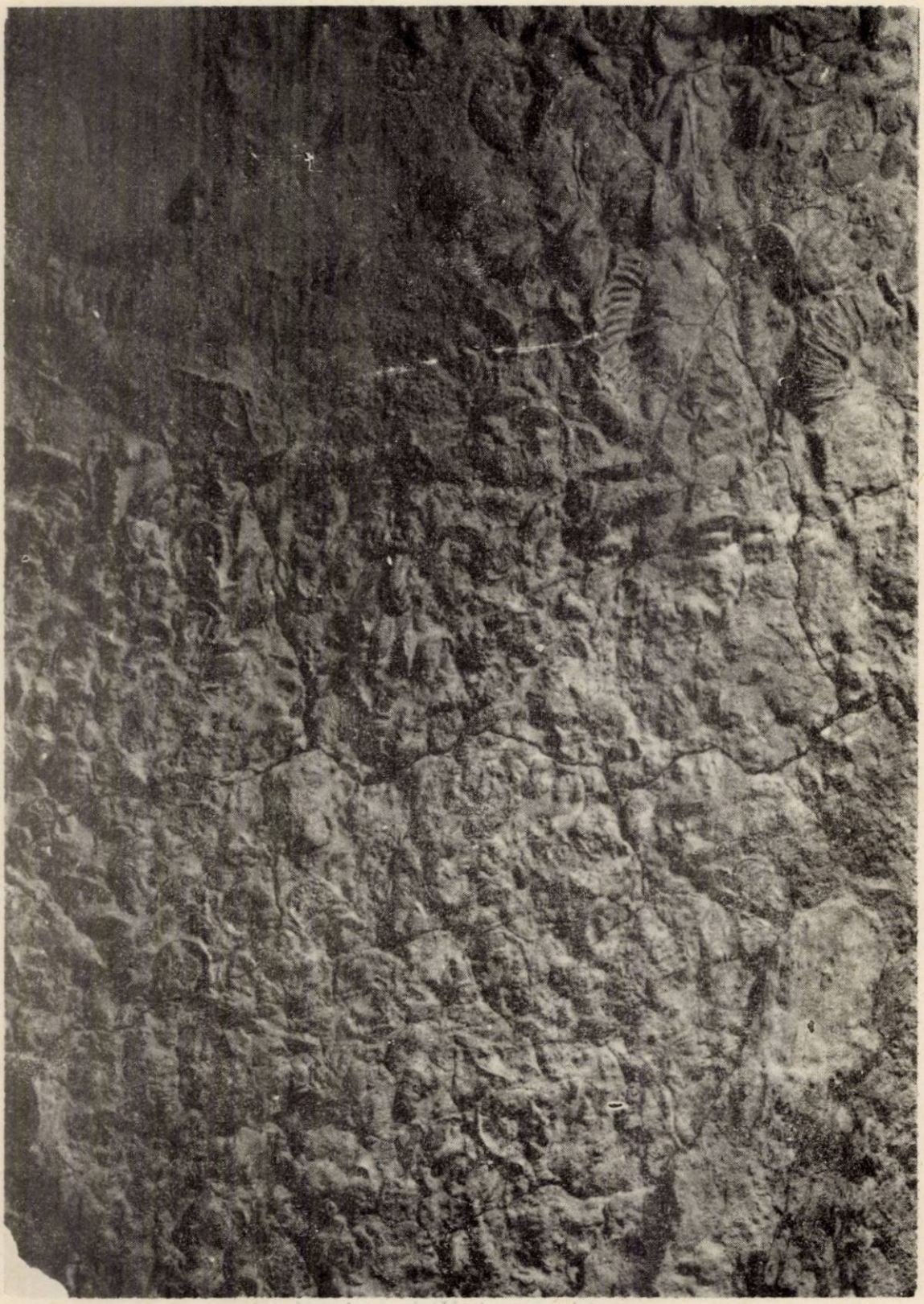
4. DATE PALEONTOLOGICE

În conformitate cu clasificarea dată de L. F. S p a t h (1923), C. R. M o o r (1957), R. C a s e y (1961) etc., familia *Aconeceratidae* cuprinde mai multe genuri, dintre care majoritatea sînt cunoscute în cretacicul din Anglia.

Specimenele carpatice aparţinînd familiei *Aconeceratidae* şi pe care le raportăm genului *Aconeceras* provin din formaţiuni în facies de fliş, fiind în majoritate strivite şi deformate. Absenţa unor exemplare



Lumașel cu *Aconeceras nisoides*, în asociație cu *Toxoceratoides* și *Deshayesites*, în stratele de Babșa, Pîrîul Sec, localitatea Borca, județul Neamț. Mărime naturală.



Lumașel cu *Aconeceras*, în asociație cu *Deshayesites* și *Toxoceratoides*, în stratele de Babșa, Pîrîul Sec, localitatea Borca, județul Neamț. Mărime naturală.

PLANȘA III

Lumașel cu *Aconeceras*, în asociație cu *Deshayesites* și *Toxoceratoides*, în stratele de Babșa, Pîrîul Sec, localitatea Borca, județul Neamț. Mărime naturală.

Fig. 1. — Detaliu în lumaşelul cu *Aconeceras* (× 3).

Fig. 2. — Lumaşel cu *Aconeceras* în asociaţie cu *Deshayesites*, în stratele de Babşa, Pîrîul Sec, localitatea Borca, judeţul Neamţ. Mărime naturală.

Fig. 1. — *Aconeceras nisoides,* detaliu (× 3).

Fig. 2. — *Aconeceras nisoides,* impresiune pe un șist argilos (× 3).

Fig. 3. — *Aconeceras nisoides,* impresiune pe un șist argilos din stratele de Babșa (× 3).

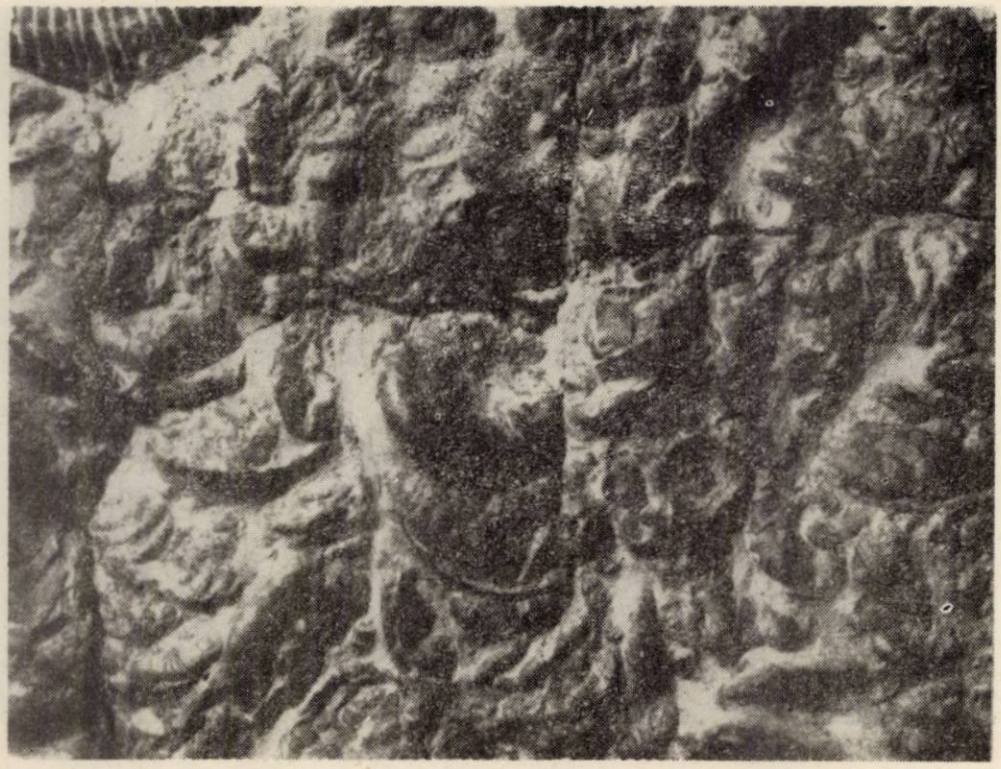


Fig. 1,2. — Detalii în lumașelul cu *Aconeceras* (× 3).

PLANȘA VII

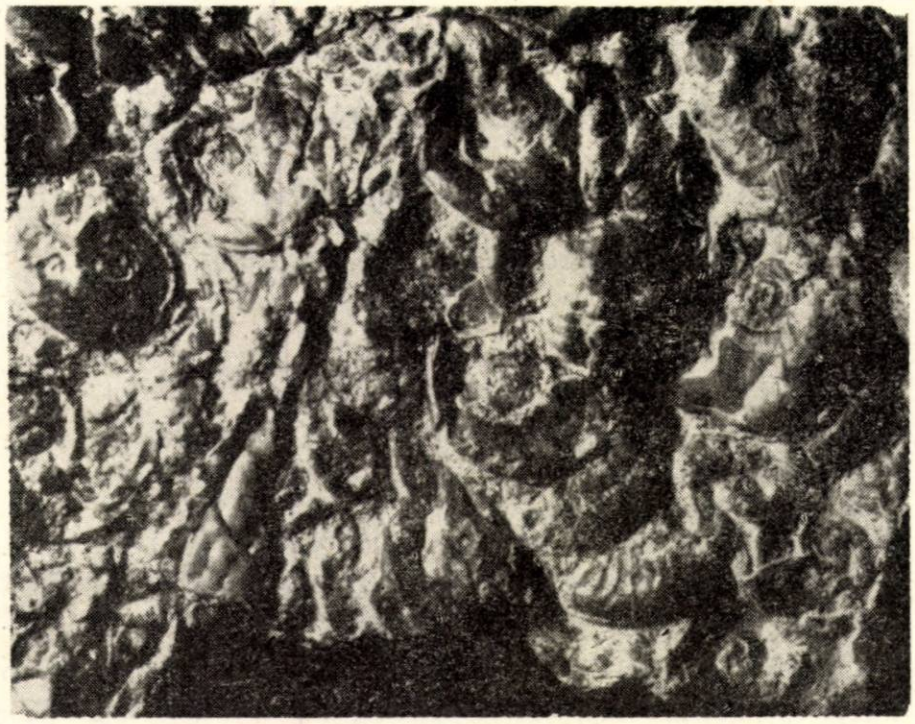


Fig. 1, 2. — *Aconeceras nisoides*, *Ptychoceras* și *Toxoceratoides* (× 3) în stratele de Babșa, Pîrîul Sec, localitatea Borca, județul Neamț.

bine conservate nu ne dă posibilitatea să facem referiri şi la celelalte genuri ale familiei în discuţie.

Ordinul **AMMONITIDA** Zittel, 1884

Familia **ACONECERATIDAE** Spath, 1923

Genul **ACONECERAS** Hyatt, 1903

Aconeceras cf. *nisoides* (Sarasin) 1893

Sinonimie

(pl. V, fig. 2, 3)

1893 *Oppelia nisoides* Sarasin, p. 105 pl. IV—VI, fig. 10 a-c, text fig. 3—5.
1898 *Oppelia trautscholdi*, in pars Sinzow, pl. A, fig. 2, 2a, 6 şi 6a.
1954 *Aconeceras nisoides* (Sarasin) s.l.; Casey, pag. 270—272.
1958 *Sinzovia nisoides* (Sarasin), in pars Sasonova, pag. 129, pl. VIII, fig. 4.
1961 *Aconeceras nisoides* (Sarasin) Casey, pl. XXII, fig. 3a, b, c; text fig. 41 a-c.
1970 *Aconeceras trautscholdi* (Sinzov) T. Neagu, pag. 151, pl. I, fig. 2—4.

Exemplarele pe care le prezentăm, au cochiliile mici, mai mult sau mai puţin plate, de tip aconeceratid, cu ombilic îngust, şi carenă ventrală evidentă, zimţată, cu noduri. Unele forme au testul aproape neted, iar altele sînt înzestrate cu striuri în formă de seceră, înclinate spre înainte. Nici unul dintre specimenele noastre nu prezintă linie lobară, ceea ce pentru moment nu ne permite să facem referiri şi la speciile apropiate.

OBSERVAŢII ŞI COMPARAŢII

Formele raportate de noi acestei specii sînt foarte apropiate de formele figurate de Sinzow (1898), pl. A, fig. 2, 2 a şi 6, 6 a.

R. Casey (1961) remarcă de asemenea apropierea strînsă a speciei *Aconeceras nisoides* (Sarasin) cu formele figurate de Sinzow (1898) în pl. A, fig. 2, 2 a şi 6, 6 a.

Dealtfel, chiar Sinzow (1898) a remarcat că printre exemplarele figurate de el există două varietăţi pe care le descrie astfel: „Bei der einen sind die Rippen Zahlreich und so fine, dass sie sich nur mit Mühe von den Sichelförmigen streifen unterscheiden lassen, welche die aussere Oberfläche der Schale dicht bedecken; (taf. A, fig. 2 und 4, 6; Trautschold Inoceramen Thon von SSimbirsk, Taf. 3, fig. 17) bei der anderen sind in Gegentheil die Zwichenräume gross und die Rippen recht breit, im letztern Falle reliefarting, und haben sich nur auf der äusseren Häfte der Umgange ab (Taf. A, fig. 1)".

Pe baza deosebirilor specimenelor figurate de Sinzow, I. G. Sasonova (1958) a creat un nou gen, *Sinzovia*, cu două specii: *Sinzovia trautscholdi* (Sinzow) şi *Sinzovia nisoides* (Sarasin), înrudite prin prezenţa carenei cu noduri.

Atît la specimenele carpatice, cît şi la specimenele ruseşti se observă striurile fine în formă de secere şi carena ventrală fin zimţată cu noduri.

ORIZONT ȘI LOCALITĂȚI

Majoritatea exemplarelor de *Aconeceras nisoides* se găsesc concentrate în lumașelul situat la partea inferioară a stratelor de Babșa de pe Pîrîul Sec, afluent al văii Sabasa, localitatea Borca, județul Neamț.

În asociație cu *Aconeceras* se găsesc următoarele specii : *Toxoceratoides* cf. *biplex*, *Deshayesites* cf. *deshayesi*, *Ancyloceras* ex gr. *matheronianum*, *Ammonitoceras* sp., *Ptyhoceras* sp., *Inoceramus* aff. *neocomiensis*, *Aptychus* sp. etc. (Gr. Alexandrescu, 1971).

5. CONCLUZII STRATIGRAFICE ȘI BIOSTRATIGRAFICE

Majoritatea exemplarelor de *Aconeceras* din lumașelul menționat prezintă o dispoziție imbricată. Acest fapt ne conduce să presupunem că unele perturbații în biotopul respectiv au determinat moartea în masă a acestor organisme, care au fost concentrate apoi sub acțiunea fizico-mecanică a curenților marini, avînd drept rezultat această dispoziție imbricată.

Luînd în considerare dimensiunile specimenelor carpatice, care sînt mai mici în raport cu specimenele din „Lowergreensand" din Anglia sau cu acelea din regiunea Emba (U.R.S.S.), am presupus că specimenele carpatice reprezintă un stadiu juvenil de dezvoltare.

Majoritatea exemplarelor de *Aconeceratidae* sînt citate din apțianul superior din Anglia, din zona cu „deshayesi", zona cu „bowerbanki" și zona cu „callidiscus" (R. Casey, 1961) sau din marnele cu plicatule din Franța și nordul R. F. Germania.

În U.R.S.S., forme de *Aconeceras* și *Sinzovia* sînt citate în depozite de vîrstă apțiană inferioară, în regiunea Emba-Ural, sinecliza precaspică, depresiunea Riazan-Saratov și Ulianovsk, în asociație cu *Deshayesites deshayesi* (I. Sinzow, 1898 ; A. P. Gherasimov și colab., 1962).

În Bulgaria, exemplare de *Sinzovia trautscholdi* sînt citate în apțianul inferior din Prebalcanii vestici, în asociație cu *Deshayesites deshayesi*, *Requienia ammonia* și *Monopleura* (V. Țancov și colab., 1963).

În flișul cretacic din Carpații Orientali din România, cîteva exemplare de *Aconeceras* au fost identificate în regiunea Munților Buzău, în depozite de vîrstă apțian inferioară din pînza internă superioară = pînza de Ceahlău, în asociație cu *Deshayesites consobrinoides*, *Ptyhoceras* cf. *puzosianum* și *Orbitolina* div. sp. (T. Neagu, 1970).

Este de presupus că în timpul apțianului inferior căile maritime erau deschise și reprezentanți ai acestei familii cu test subțire și fragil, probabil organisme pelagice, au invadat facicsurile neritice ale mării flișului, unde au întîlnit condiții favorabile de dezvoltare.

Ținînd seamă de cele relatate, precum și de asociația în care se găsesc formele de *Aconeceras* (partea inferioară a stratelor de Babsa), se desprinde concluzia logică că stratele de Babșa (Sava Athanasiu, 1905 ; emend. Gr. Alexandrescu, 1966) aparțin apțianului inferior (bedoulian) și urcă probabil pînă în apțianul superior.

DES REPRÉSENTANTS DE LA FAMILLE DES *ACONECERATIDAE* SPATH, DANS LE FLYSCH CRÉTACÉ DE MOLDAVIE (CARPATES ORIENTALES)

RÉSUMÉ

Pendant les recherches que nous avons faites dans les dépôts crétacés du Flysch des Carpates Orientales, un point fossilifère a été découvert à la base d'une série schisteuse-gréseuse, connue dans la littérature géologique sous le nom de couche de Babşa, d'âge aptien.

Le flysch crétacé de Moldavie (vallée de Bistriţa) est composé de plusieurs unités structurales, chevauchées successivement de l'ouest à l'est (nappe de Ceahlău, nappe du flysch courbicortical et la nappe des schistes noirs, etc.).

Le point fossilifère a été trouvé dans l'unité tectonique la plus interne du flysch (nappe de Ceahlău), constituée par les complexes lithostratigraphiques suivants : couches de Sinaia (valanginien — barrémien inférieur) ; couches de Bistra (barrémien supérieur — aptien inférieur) ; couches de Babşa (aptien) et couches de Ceahlău (aptien supérieur-albien).

Le point fossilifère se trouve dans le ruisseau Sec, affluent du ruisseau Sabasa (bassin de la vallée de Bistriţa), sur le territoire de la localité Borca, dép. de Neamţ, étant situé à la partie inférieure des couches de Babşa, près de la limite avec les couches de Bistra (fig. 1, 2, 3).

Dans les photographies annexées on observe une disposition imbriquée des restes organiques qui prouve que ceux-ci se sont sédimentés sous l'action physique et mécanique des courants marins.

En association avec *Aconeceras* se trouvent : *Toxoceratoides* cf. *biplex*, *Deshayesites* cf. *deshayesi*, *Ancyloceras* sp., *Ptychoceras* sp., *Inoceramus* aff. *neocomiensis*, *Aptychus* sp., etc. (Gr. Alexandrescu, 1971).

La majorité des exemplaires des Aconeceratides sont connus de l'Aptien inférieur d'Angleterre, dans la zones « deshayesi », « bowerbanki », « callidiscus » (Casey, 1961) ou dans les marnes à Plicatulla de France ou de l'Allemande du N.

Dans l'URSS, des zones avec *Aconeceras* et *Sinzovia* sont connues dans des dépôts d'âge aptien inférieur, dans la région Emba-Oural, dans la syneclize précasspienne, la dépression Riazan-Saratov et Ulianovsk, en association avec *Deshayesites deshayesi* (I. Sinzow, 1898 ; I. Sasonova, 1958, Gherasimov et al., 1962, etc.).

En Bulgarie, des espèces de *Sinzovia trautscholdi* se trouvent dans l'Aptien inférieur des Prébalkans de l'ouest (V. Tankov et al., 1963).

En Roumanie on a cité quelques exemplaires dans les Monts du Buzău, en association avec *Deshayesites consobrinoides*, *Ptychoceras*, etc. (T. Neagu, 1970).

On peut supposer que pendant l'Aptien inférieur les communications entre les divers domaines marins étaient ouvertes et les représentants de cette famille, avec la coquille fine et fragile — probablement des orga-

nismes pélagiques — ont envahi les faciès néritiques de la mer du Flysch, où elles ont trouvé des conditions favorables de vie.

Tenant compte de l'association dans laquelle se trouvent les espèces d'*Aconeceras*, on tire la conclusion logique que les couches de Babșa (S. Athanasiu, 1905 ; emend. Gr. Alexandrescu, 1966) son d'âge aptien inférieur (bédoulien) et peuvent monter probablement jusqu'au Aptien supérieur.

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Gr. (1966), *Asupra depozitelor cretacice din bazinul văii Bistriței, între valea Largului și valea Sabasei (Carpații Orientali)*. D. d. S. Com. Geol., **LII**/2.

— (1971), *Studiul flișului cretacic intern și extern dintre valea Bistricioarei și valea Moldovei*, rezumatul tezei de doctorat, Univ. București.

Athanasiu Sava (1905), *Asupra stratigrafiei muntelui Stinișoara din nordul Moldovei*. Bul. Soc. șt. **XIV**, *1—4*.

Băncilă I. (1958), *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. științifică, București.

Casey R. (1961), *The Ammonoidea of the Lower-Greensand*, Paleontographical Society, London.

Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962), *Mèmoire à la carte tectonique de la Roumanie*, Ann. Com. Géol. **XXXII**.

Filipescu G. M. (1955), *Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali*, Rev. Univ. Buc. și a Politeh. București, Seria șt. nat., **8**.

Filipescu G. M. și Grigorescu D. (1966), *Contribuții la cunoașterea faunei cretacice din flișul Carpaților Orientali*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **X**, *2*.

Gherasimov A. P., Michailova E. E., Naidin P. D., Steplin P. B., (1962), *Jurasic and Cretaceous deposits of Russian Platforme (in Russian)*, Moscow.

Macovei G. (1958), *Curs de geologie stratigrafică*, Edit. tehnică, București.

Moor R. C. (1957), *Treatise of Invertebrate Paleontology*, Univ. Kansas, U.S.A.

Neagu T. (1970), *Asupra prezenței apțianului în valea Carelor-Întoarsura Buzăului*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geologie, **XVI**, *1*.

Sarasin Ch. (1893), *Étude sur les Oppelia du groupe du nisus et les Sonneratia du groupe du bicurvatus et du raresulcatus*, Bull. Soc. Geol. Fr., **3**, Paris.

Sasonova I. G. (1958), *Lower Cretaceous deposits of the Central regions of the Russian Platforme (in Russian)*. Vses. Nauch. Issdel. Geol. Resved. Nefti Inst. Moscow.

Sinzow I. (1898), *Bemerkungen über einige Ammonites des Aptien*, Odessa.

Spath L. F. (1923—1943), *A monograph of the Ammonoidea of the Gault*. Paleontographical Society, London.

Țancov V., Ceșitev G., Dimitrova N. (1963), *État actuel des connaissance sur la stratigraphie du crétacé en Bulgarie du N (in Russian)*, Assoc. Géol. Carpato-Balcanique, V-ème Congress, **III**/2, Bucharest.

Primit în redacție la 5 iulie 1973

Institutul de geologie și geofizică

CONSIDERAȚII GEOLOGICE ASUPRA DEPOZITELOR NEOGENE ALE BAZINULUI CRIȘURILOR

DE

DUMITRU ISTOCESCU, FELICIA ISTOCESCU

Depozitele neogene dintre Munții Șes la nord și Munții Zarandului la sud, dezvoltate în cadrul bazinelor Vad — Borod, Beiuș și al Bazinului Crișului Alb, prin particularitățile comune pe care le prezintă, pot fi grupate în cadrul unei singure unități — Bazinul Crișurilor.

Prin dezvoltarea unor complexe litologice asemănătoare, se poate presupune că acest bazin a avut în timpul neogenului o evoluție unitară, legată de etapa posttectonică și de cea a magmatismului subsecvent din Munții Apuseni.

Cercetările geologice asupra depozitelor neogene ale Bazinului Crișurilor datează de peste un secol, însă stadiul actual de cunoaștere al stratigrafiei acestei regiuni se datorește în special activității desfășurate în ultimul sfert de veac. Dintre lucrările mai importante amintim pe cele efectuate de: M. Paucă (1935, 1954, 1973, 1968), T. P. Ghițulescu și M. Socolescu (1941), N. Macarovici (1945, 1950), R. Givulescu (1935—1964), E. Nicorici (1963), Denisa Lupu (1963), E. Antonescu (1964), M. Borcoș și Gh. Mantea (1964, 1968), D. Istocescu, M. Diaconu și Felicia Istocescu (1965), D. Istocescu (1970, 1971), Alexandra Sagatovici și Bica Ionesi (1969), V. Ianovici, D. Giușcă, T. P. Ghițulescu, M. Borcoș, M. Lupu, M. Bleahu și H. Savu (1969), Fl. Marinescu și D. Istocescu (1971), E. Nicorici și D. Istocescu (1970), D. Istocescu și Mihaela Gheorghian (1971), N. Mihăilă și Fl. Marinescu (1970), Ioana Pană și Gertrude Rado (1972), R. Olteanu și C. Oncescu (1971), E. Nicorici și Alexandra Sagatovici (1973) și alții.

Cercetările geologice sistematice pe care le-am întreprins în această regiune începînd din anul 1962 [1] au condus la descoperirea unor noi puncte fosilifere, la identificarea unor repere litologice și la urmărirea variațiilor laterale de facies, care permit atît corelarea diferitelor complexe litologice, cît și elaborarea unei scheme litostratigrafice unitare a depozitelor neogene pentru întreaga arie a Bazinului Crișurilor.

În elaborarea acestei scheme stratigrafice s-au avut în vedere atît conținuturile paleontologice și micropaleontologice ale depozitelor, cît și evoluția în timp a proceselor magmatice, litogenetice și tectonice care au determinat formarea unor complexe litologice asemănătoare. De asemenea, s-a ținut seama de particularitățile paleogeografice care au condiționat litofaciesurile și distribuția asociațiilor paleontologice.

[1] D. Istocescu și colab. (1962—1970), Rapoarte geologice privind prospecțiunile geologice din bazinele externe ale Munților Apuseni, arh. M.M.P.G.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE. T. 19. P. 115—127. BUCUREȘTI, 1974

Terminologia neogenului, obiectul a numeroase propuneri de modificare, care vizează atît înlocuirea denumirii etajelor clasice cu denumiri noi, precum și atribuirea unor noi conținuturi vechilor subdiviziuni, face dificilă abordarea chestiunilor de nomenclatură și de încadrare a unităților litostratigrafice din această zonă în scara stratigrafică unanim acceptată. Pentru a nu produce confuzii și pentru a facilita paralelizările cu alte zone, vom utiliza atît terminologia scării geocronologice a Europei (E y s i n g a, 1972), cît și pe cea a Paratethysului (C i h a, S e n e s, 1971).

Formațiunile neogene ale Bazinului Crișurilor pot fi separate în mod schematic astfel :

Pliocen
- ponțian (pannonian superior)
  - — orizontul superior, nisipos cu *Phyllocardium*
  - — orizontul marnelor nisipoase cu *Valenciennesia*
- meoțian (pannonian inferior)
  - — orizontul marnelor albe cu *Origoceras*
  - — orizontul inferior nisipos cu *Melanopsis impressa*

Miocen
- sarmațian
  - — complexul superior, organogen-detritic
  - — complexul mediu, vulcanogen sau lacustru
  - — complexul inferior, tufaceu-diatomitic
- tortonian (badenian)
  - — complexul superior (vulcanogen)
  - — complexul inferior (torențial)

TORTONIANUL (BADENIAN)

În tortonian (badenian) am cuprins formațiunile care se dispun discordant peste un fundament cristalino-mezozoic cutat și suportă depozite sarmațiene.

În cadrul tortonianului (badenianului) există o mare diversitate de tipuri litologice, legate atît de procesele de sedimentare, magmatice și tectonice (subsidență, vulcanism, mișcări pe verticală), cît și de factorii fizico-geografici locali (relief, climă, adîncimea apei, curenți etc.). Astfel, în cadrul Bazinului Crișurilor, la nivelul tortonianului (badenianului) se dezvoltă bolovănișuri, pietrișuri, gresii, marno-argile, calcare, cinerite, aglomerate vulcanice și curgeri de lave, putîndu-se distinge, din punct de vedere genetic, două complexe litologice : un complex inferior, torențial, și un complex superior, marin, cu aport vulcanogen.

Complexul inferior, torențial s-a format în paralel cu mișcarea de afundare generală a Bazinului Crișurilor, care a determinat, pe de o parte, o puternică eroziune a zonelor muntoase ridicate, iar, pe de altă parte, acumularea în compartimentele coborîte a unor depozite torențiale.

Complexul superior, vulcanogen s-a format în condițiile lărgirii ariei de sedimentare într-un facies marin, cînd s-a manifestat și o puter-

nică activitate vulcanică efuzivă, care a avut ecou și în procesele de sedimentare, prin acumularea unor roci mixte vulcano-sedimentare.

Aceste două complexe litologice, legate de fenomenele geologice cu caracter general (mișcări pe verticală, transgresiuni, vulcanism), se pot urmări în cadrul întregii arii a Bazinului Crișurilor, intervenția factorilor fizico-geografici locali imprimînd fiecărui bazin anumite particularități litologice sau biofaciale.

COMPLEXUL INFERIOR, TORENȚIAL

Depozitele complexului inferior, torențial au o dezvoltare relativ redusă și aflorează numai în zona de ramă a Bazinului Crișului Alb, fiind reprezentate prin bolovănișuri, pietrișuri și nisipuri cu stratificație torențială. Formațiuni ale acestui complex au fost identificate și în forajele de la Tinca, unde sînt constituite din pietrișuri și argile roșii, cu granule de celestină. În aceste zone complexul inferior, torențial se dispune discordant peste formațiunile mai vechi și suportă rocile complexului superior, vulcanogen. La partea superioară a complexului inferior torențial, pe o grosime de 2—7 m, se face trecerea la complexul superior, vulcanogen. Această trecere este reprezentată prin apariția unei sortări pe verticală a elementelor din bolovănișuri și pietrișuri, a unei granoclasări pe verticală a nisipurilor, prin apariția unor intercalații de nisipuri cu caracter stratiform și a unor roci slab tufogene fosilifere. Această trecere gradată de la complexul inferior la cel superior este un argument în favoarea apartenenței celor două complexe litologice aceluiași ciclu de sedimentare.

Pe rama bazinelor Beiuș și Vad — Borod se cunosc formațiuni dezvoltate într-un facies torențial asemănător, constituite din conglomerate, bolovănișuri, pietrișuri și nisipuri cu stratificație torențială. Aceste formațiuni ar putea aparține complexului inferior torențial, însă nu s-au putut stabili relațiile acestora cu depozitele neogene datate paleontologic. În extremitatea vestică a Munților Pădurea Craiului, precum și în zona ramei vestice a Bazinului Beiuș aceste bolovănișuri aflorează pe culmi cu înălțimi de 500—700 m, în afara actualelor contururi ale bazinelor neogene, furnizînd astfel un argument în favoarea vîrstei miocene a acestora și a unei extinderi mai mari ca cea actuală a ariei de sedimentare inițială. Este probabil ca înaintea prăbușirii actualelor zone ocupate de bazinele neogene, pe întreaga arie a extremității vestice a Munților Apuseni, în paralel cu o mișcare generală de afundare, să fi avut loc acumularea acestor formațiuni torențiale.

În bolovănișurile torențiale care aflorează în zona Miniș apar rare blocuri rulate de riolite, indicînd că acumularea bolovănișurilor a avut loc probabil după o fază magmatică, ce a generat riolite în aria sursă a bolovănișurilor.

COMPLEXUL SUPERIOR, VULCANOGEN

Formațiunile complexului vulcanogen sînt constituite dintr-o gamă variată de roci în care este prezent materialul vulcanogen. Diversitatea litologică ce caracterizează complexul superior vulcanogen este legată

mai ales de influența factorilor fizico-geografici locali, care au determinat condițiile de sedimentare și pe cele de mediu, ce au influențat dezvoltarea viețuitoarelor. Complexul superior vulcanogen cuprinde faciesuri marine recifale și pelagice, vulcanogene, mixte, vulcano-sedimentare, și faciesuri salmastre sau fluvio-lacustre.

Faciesul recifal se dezvoltă în Bazinul Beiuș la Tășad—Bucuroaia, Incești-Rîpa, Hodiș și Răbăgani; în Bazinul Crișului Alb se dezvoltă în zona Miniș — Minișel; în Bazinul Vad — Borod nu se cunosc roci dezvoltate în acest facies. Din punct de vedere litologic faciesul recifal se caracterizează prin prezența calcarelor recifale sau detritice, a nisipurilor și gresiilor tufacee ce conțin bogate asociații de faune fosile.

O succesiune reprezentativă pentru complexul superior vulcanogen, dezvoltat în facies recifal, se poate urmări pe valea Stracoșului, la Tășad, unde, peste formațiunile mai vechi, se dispune un pachet cu o grosime de 20 m, constituit din tufuri, calcare tufacee, calcare oolitice, calcare recifale și nisipuri cu o bogată asociație fosilă ce conține: *Clione* sp., *Helliastrea reussana* E. H., *Schizaster calceolus* Lamb., *Schizaster eurinotus* Agg., *Spatangus austriacus* Laube, *Echinolampas barciniensis* Laube, *Clypeaster partschi* Mich., *Opisaster levisatoi* Coteau, *Scutella vindobonensis* Laube, *Gygantopecten latissima* Ser., *Ostrea digitalina* Dub., *Conus* sp., *Lithothamnium* sp. Urmează un pachet cu o grosime de 3 m, constituit din nisipuri și tufuri bentonitizate ce suportă calcare oolitice tufacee în care, în afara formelor enumerate în pachetul anterior, mai apar: *Schizaster hungaricus* Vad., *Pecten* (*Flabellipecten*) *besseri* Andrej., *Chlamys seniensis* var. *elegans* Andrzj. Acest pachet suportă pe o grosime de 25 m o alternanță de marne tufacee albicioase, argile verzui bentonitice și tufuri. În baza acestei alternanțe predomină numeric speciile: *Isocardia cor* Linné, *Pholadomya alpina* Math., *Thracia ventricosa* Phill., *Panope menardi* Desh., iar la partea superioară specii ale genurilor *Dentalium*, *Turritella*, *Ringicula*, *Ancilla*, *Ammusium*, *Arca* și *Corbula*.

Această succesiune reflectă o adîncire continuă a domeniului de sedimentare, pe măsura acumulării formațiunilor, făcîndu-se trecerea pe verticală, de la faciesurile coraligene, la faciesuri mai de adîncime.

În celelalte zone de apariție a faciesului vulcanogen aflorimentele nu oferă succesiuni complete.

Faciesul marnelor tufacee, mai de adîncime, este reprezentat în general printr-o alternanță de marno-argile și tufuri, care aflorează pe suprafețe restrînse în Bazinul Beiuș, la Stracoș și Mierlău.

O succesiune completă și reprezentativă pentru acest facies a fost întîlnită în forajele de la Tinca, unde, pe o grosime de 70—120 m, au fost interceptate marne tufacee cenușii-verzui, marne albe cu resturi de decapode, tufuri, șisturi disodiliforme și marno-argile glauconitice, caracterizate prin prezența genurilor *Balantium*, *Dentalium*, *Turritella*, *Venus*, *Amusium* și a numeroase resturi de decapode. Asociațiile micropaleontologice determinate de către Mihaela Gheorghian[2] din rocile acestui facies cuprind speciile: *Spiroplectamina carinata* (d'Orb.), *Martinotiella communis* (d'Orb.), *Bigenerina nodosaria* d'Orb., *Sigmoilina tenuis* (Czjzek), *Bulimina aculeata* d'Orb., *Bulimina striata* d'Orb., *Bulimina*

[2] *Op. cit.*, pct. 1.

pupoides d'Orb., *Eponides umbonatus* (Reuss), *Melonis pompiloides* (Ficht. et Moll), *Hopkinsina bononiensis* (Foru), *Cancris sagra* (d'Orb.), *Bolivina obessa* Macfald, *Siphonina reticulata* Czjzek, *Marginulina sublituus* (Nutall), *Marginulina subaculeata* (Cush.,), *Robulus alato-limbatus* (Gumb.), *Nodosaria affinis* d'Orb., *Nonion boueanus* d'Orb., *Cibicides floridanus* (Cush.), *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), *Eponides heidingerii* (d'Orb.), *Valvulineria saulcii* (d'Orb.), *Uvigerina uniserialis* Jedl., *Uvigerina* sp., *Guttulina lehneri* Cush. et Ozawa, *Orbulina suturalis* Brown, *Biorbulina bilobata* (d'Orb.), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides quadrilobatus* B., *Turborotalia obessa* Bolli, *Catapsidra dissimilis* (Cush. et Berm), *Sphaeroidinella cellata* Subb., *Nonion soldani* (d'Orb.).

La partea superioară a succesiunii depozitelor tortoniene (badeniene), atît din Bazinul Crișului Alb (Miniș), cît și din Bazinul Beiuș (Bicăcel), se remarcă apariția unei microfaune salmastre cu : *Planoelphidium laminatum* (Ferg.), *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll), *Elphidium aculeatum* (Solv.), *Porosononion subgranosum* (Egger), *Cibicides boueanus* (d'Orb.), *Cibicides borislavensis* Aisenstadt, *Reusella* cf. *spinulosa* (Reuss), *Quinqueloculina* cf. *consorbina* d'Orb., *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Cornuspira involvens* (Reuss), *Nodobaculariella podolica* Aidk., *Asterigerina planoribs* (d'Orb.), *Discorbis* cf. *berthelotti floridensis* Cush., *Nonion boueanus* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Chrisia hörnesii* Reuss, *Ammologena clarata* Jones, *Ammologena beckarii* (Linné), *Spiroloculina dilatata* d'Orb.

De asemenea se remarcă apariția unor depozite deltaice cu resturi de mamifere (*Rhinoceros*) și la partea terminală a tortonianului (badenian) de la Tășad.

Faciesul vulcanogen este reprezentat numai în Bazinul Crișului Alb, fiind constituit dintr-o alternanță de aglomerate andezitice, cinerite și curgeri de andezite, care se dezvoltă la Pîncota, Mocrea — Satu Mic, Beliu — Cărand și Urviș — Clit. Vîrsta tortoniană a acestor formațiuni a fost stabilită pe baza relațiilor cu depozitele sarmațiene fosilifere și a trecerilor laterale de facies.

Faciesul mixt vulcano-sedimentar se dezvoltă numai în Bazinul Crișului Alb în zona Urviș de la Beliu-Clit și Beliu-Archiș, fiind reprezentat printr-o alternanță de aglomerate, tufuri, marne tufacee și depozite de lahar. În cadrul acestor formațiuni există resturi fosile, care atestă vîrsta lor tortoniană (badeniană).

Faciesul salmastru se dezvoltă numai în extremitatea estică a Bazinului Vad — Borod, unde este reprezentat printr-o alternanță de marne, nisipuri și tufuri în care nivelele cu fosile salmastre alternează cu nivele în care fauna este marină sau de apă dulce.

Forma Bazinului Vad — Borod, cît și funcția sa din miocen, ca un estuar avînd legături temporare cu mediul marin, au favorizat dezvoltarea unor faune endemice, care în sarmațian au căpătat o extindere puternică. Din această cauză, pe baze paleontologice nu se poate dovedi prezența tortonianului decît pe suprafețe foarte reduse, în zona Cetea-Borod, unde apar fosile marine : *Ostrea digitalina* Dub., *Ostrea cochlear* Poli, *Buccinum miocenicum* Mich., *Natica helicina* Law., *Ammusium* sp. De asemenea, la Cetea se remarcă apariția unor marne albe cu numeroase resturi de decapode, asemănătoare cu cele întîlnite în forajele de la Tinca.

În restul Bazinului Vad — Borod, pe baza principiului superpoziției, pot fi considerate ca aparținînd tortonianului toate formațiunile cu fosile lacustre sau salmastre, situate sub nivelul cu pteropode identificat la Cornițel și Valea Neagră.

Trecerea de la tortonian (badenian) la sarmațian se face printr-o alternanță de faciesuri marine cu faciesuri salmastre care pot aparține buglovianului. Asociațiile paleontologice ale formațiunilor examinate permit paralelizarea acestora cu tortonianul (badenianul) din celelalte zone învecinate (Bazinul Panonic, Bazinul Dacic).

SARMAȚIANUL

Depozitele sarmațiene din Bazinul Crișurilor poartă ca și depozitele tortoniene (badeniene) amprenta proceselor litogenetice regionale, putîndu-se distinge trei complexe litologice : complexul inferior tufaceu-diatomitic, complexul mediu continental lacustru sau vulcanogen și complexul superior organogen-detritic.

Influența factorilor fizico-geografici locali a determinat apariția în cadrul acestor complexe a unor faciesuri particulare.

COMPLEXUL INFERIOR, TUFACEU-DIATOMITIC

Acesta este constituit în Bazinul Crișului Alb dintr-o alternanță de diatomite foioase și tufuri bentonitizate ; în Bazinul Beiușului este reprezentat de marno-argile foioase cu intercalații milimetrice de diatomite sau tufuri ; în Bazinul Vad — Borod este reprezentat printr-o alternanță de marno-argile foioase tufacee, tufuri și diatomite. În cadrul acestui complex se întîlnesc bogate asociații fosile (Camna-Miniș, Comănești, Tășad, Dicănești, Vîrciorog), ce cuprind : *Cardium gatuevi* Kolesn., *C. lithopodolicum* Dub., *C. vindobonense* (Partsch.), *C. pium* Zizh., *Ervilia dissita podolica* Eichw., *Mactra eichwaldi* Lask., *Abra reflexa* (Eichw.), *Irus vitalianus* d'Orb., *Hydrobia frauenfeldi* Hörnes, *H. suturata* Fuchs., *H. stagnalis* Bast., *H. uiratamensis* Kolesn., *Mohresnternia inflata* Andrzj., *M. hidroboides* Hill., *M. banatica* Jek., *Pirenella picta mitralis* (Bast.), *P. disjuncta* (Sow.), *P. fraterculus* (Mayer), *Terebralia ligitarium* Eichw., *Dorsanum duplicatum* (Sow.), *Actaeocina lajonkaireana* (Bast), *Calliostoma podolica*, *C. quadristriata* C. *celinae*, *C. picta*, *Theodoxus pictus* (Fér.), *Th. grateloupiana* (Fér.), *Murex sublavatus* Bast., *Buccinus duplicatum* Sow., *Pleurotoma doderleini* (Hörnes), *Modiola navicula* Dub., *M. sarmatica* Gat., *Lucina dujardini* Desh. etc., precum și bogate asociații micropaleontologice.

Complexul inferior, tufaceu diatomitic se dispune peste depozitele tortoniene (badeniene), constatîndu-se uneori o trecere gradată de la tortonian (badenian) la sarmațian. Asociațiile paleontologice conținute de acest complex indică o vîrstă volhiniană.

COMPLEXUL MEDIU, CONTINENTAL-LACUSTRU SAU VULCANOGEN

În cadrul acestui complex se disting 3 faciesuri, și anume : faciesul vulcanogen, faciesul limnic-fluviatil și faciesul mixt limnic-salmastru.

Faciesul vulcanogen este reprezentat numai în zona ramei sudice a Bazinului Crișului Alb la Miniș-Camna, unde este constituit din aglomerate andezitice și curgeri de lave (plagiobazalte).

Faciesul limnic-fluviatil se dezvoltă pe rama de nord a bazinului Crișului Alb la Ciuntești-Hăsmaș, fiind reprezentat prin bolovănișuri, pietrișuri, nisipuri și argile deltaice. În cadrul acestui facies am inclus și rocile cărbunoase de la Lunca Sprie și Cîmpani de Pomezeu, din Bazinul Beiuș.

Faciesul mixt limnic-salmastru se dezvoltă în Bazinul Vad — Borod, unde este reprezentat printr-o alternanță de strate cu fosile salmastre, cu strate cu fosile de apă dulce sau chiar terestre.

Dintre fosilele salmastre care apar în cadrul acestui facies amintim : *Pirenella picta* (Bast), *Mohrensternia inflata* (Andrezj.), *Theodoxus pictus* (Fér.), *Ervilia* sp., *Irus* sp., *Cardium vindobonense* (Partsch), *C. lithopodolicum* Dub., iar dintre fosilele de apă dulce *Cyclotus subpictus* Sinz., *Congeria bîrladensis* Jeanrenaud, *C. savuli praeszigmondyi* Marin, *C. zujovici* Brus., *C. moravica* Andrus., *C. ornithopsis Brus*, *C. tinnyeans* Lörenth., *C. sandbergeri* Andrus., *Radyx* sp., *Gyraulus* sp., *Goniochilus* sp. Dintre fosilele terestre amintim : *Helix* sp. și *Cyclostoma*.

COMPLEXUL SUPERIOR, ORGANOGEN-DETRITIC

Rocile complexului superior, organogen detritic se dezvoltă atît într-un facies recifal organogen, cît și în faciesuri grosiere sau pelitice marno-argiloase, salmastre.

Faciesul recifal organogen cuprinde în Bazinul Beiușului și în Bazinul Crișului Alb calcare oolitice sau bioclastice, calcare lumașelice sau conglomerate cu ciment calcaros ; în cadrul acestor roci se remarcă abundența nubeculariilor, miliolidelor și a ceriților. În Bazinul Vad — Borod acest facies este reprezentat prin calcare organogene alcătuite exclusiv din cochilii de hidrobii, prin nisipuri și bolovănișuri.

Faciesul pelitic al acestui complex prezintă o succesiune reprezentativă la Comănești în Bazinul Crișului Alb, unde este constituit dintr-o alternanță de marne tufacee, tufuri, nisipuri și nisipuri marnoase cu *Hydrobia subprotracta* Jek., *H. politioanei* Jek., *Gibbula picta* Eichw., *Calliostoma banatica* Jek., *Dorsanum duplicatum* Sow., *D. verneulli* d'Orb., *Actaeocina lajonkaireana* Bast., *Cardium loweni* Sinz., *C. vindobonense* (Partsch.), *C. subfittoni* Andrus., *C. latisulcum* Münst., *C. politioanei* Jek., *C. gracilicostatum* Jek., *Irus vitalianus* d'Orb., *I. gregarius* Partsch., *Ervilia podolica* Eichw., *E. pussila* Kolesn., *Mactra* cf. *vitaliana* d'Orb., *Musculus naviculoides maximus* Merkl. et Nev. Asociația micropaleontologică a acestui complex conține forme de *Elphidium*, *Nonion*, *Sphaeridia moldavica* Mac. C.P.

Conținutul fosil al depozitelor sarmațiene indică pentru complexul inferior tufaceu diatomitic bentonitic și pentru cel mediu continental-

lacustru sau vulcanogen o vîrstă volhiniană, iar pentru complexul superior organogen detritic vîrsta bessarabian inferioară. În volhinianul superior în această arie de sedimentare se manifestă o mişcare generală de ridicare, sincronă cu o intensă activitate vulcanică ce se caracterizează printr-o emisie de andezite bazaltoide.

PLIOCENUL

În cadrul ariei de sedimentare a Bazinului Crişurilor, pliocenul corespunde cu instalarea unui domeniu lacustru, în care s-au sedimentat 4 orizonturi litobiostratigrafice :

— orizontul inferior nisipos cu *Melanopsis impressa* şi *Congeria ornithopsis* ;

— orizontul marnelor albe cu *Orygoceras* ;

— orizontul marnelor nisipoase cu *Valenciennesia* şi *Congeria rhomboidea* ;

— orizontul superior nisipos cu *Phyllocardium complanatum.*

ORIZONTUL INFERIOR NISIPOS CU *MELANOPSIS IMPRESSA*

Acesta este cunoscut în Bazinul Crişului Alb la Comăneşti şi Beliu, în Bazinul Beiuşului la Rîpa, Bucuroaia, Stracoş, Vălani, Inceşti, iar în Bazinul Vad — Borod la Vîrciorog şi Felcheriu. În bază este constituit din gresii albicioase sau gălbui, uneori microconglomeratice, alteori slab cimentate, friabile, cu numeroase resturi fosile ; se remarcă prezenţa materialului vulcanogen (fragmente de sticlă vulcanică, feldspaţi, hornblendă). Peste pachetul bazal de gresii se dispun nisipuri fine (Comăneşti) sau o alternanţă de nisipuri gălbui fine cu marne nisipoase cenuşii (Rîpa, Inceşti, Vălani) sau pietrişuri şi conglomerate (Stracoş). Orizontul inferior nisipos se dispune discordant peste depozitele sarmaţiene şi suportă în continuitate de sedimentare orizontul marnelor albe.

În cadrul orizontului inferior nisipos se întîlnesc numeroase resturi fosile, care la anumite nivele formează lumaşele. Asociaţia fosilă a acestui orizont cuprinde pe de-o parte forme specifice faciesului panonic : *Orygoceras fuchsi* Kittl, *O. cnemopsis* Brus., *O. fistula* Brus., *O. scolecostomum* Brus, *Prososthenia zitteli* Lörenth., *P. serbica* Brus, *Melanopsis fossilis*, (Mart. -Gm.), *M. bouei* Feruss., *M. rugosa* Hand., *M. pumila* Brus., *M. inermis* Hand., *M. impressa* Krauss, *M. austriaca* Hand., *M. vindobonensis* Fuchs, *M. handmanni* Brus, *M. zujovic* Brus, *M. sturi* Fuchs, *M. pygmaea* Hörn., *M. varicosa* Hand., *M. carasiensis* Jek., M. *scalariformis*, *M. stricturata* Brus., *Congeria partschi* Czjzek, *C. subglobosa* Papp, *C. pancici* Pavlovic, *C. drzici* Brus, *C. scrobiculata* Lörenth., *C. hoernesi* Brus, *C. czjzeki* Hörn., *Limnocardium preinflatum* Papp, *L. stoosi* Brus, *L. conjungens* Partsch., *L. spinosum* Jek, *L. timisense* Jek., iar pe de altă parte — forme comune cu cele care se cunosc în meoţianul inferior al Bazinului Dacic : *Congeria gitneri* Brus., *C. martonfii* Lörenth., *C. neumayri* Andrus., *C. ornithopsis* Brus., *Theodoxus zografii petralbensis* Jek., *T.*

stefănescui Font., *Valvata obtusaeformis* Lörenth., *V. simplex* Fuchs, *Caspia politioanei* Jek.

Asociația paleontologică a orizontului inferior nisipos permite paralelizarea acestuia atît cu partea inferioară a pannonianului în accepțiunea lui Papp, cît și cu nivelul cu congerii carenate din meoțianul inferior al Bazinului Dacic.

ORIZONTUL MARNELOR ALBE

Orizontul marnelor albe aflorează în Bazinul Crișului Alb și în Bazinul Beiușului, fiind constituit din marne cenușii sau albicioase, marne maroniiroșcate și marne tufacee albicioase. În cadrul acestui orizont, la partea mediană a acestuia, în forajele de la Tinca, a fost identificat un nivel de 0,5 m grosime de tufuri albicioase bentonitizate.

Orizontul marnelor albe, cu o grosime de 150—250 m, se dispune în continuitate de sedimentare peste orizontul inferior nisipos și suportă depozitele ponțiene. Sedimentarea acestuia a avut loc în condițiile unei adînciri continue a ariei de sedimentare, ca urmare a unei afundări generale. Și în cadrul acestui orizont, o parte a fosilelor sînt specifice faciesului pannonic, alte forme fiind comune cu cele din Bazinul Dacic. Astfel, formele de *Orygoceras corniculum* Brus, *Undulatheca* sp., *Melanopsis vindobonensis* Fuchs, *M. fossilis* (Mart. Gm.), *M. senatoria* Hand., *Congeria partschi* Czjzek, *C. croatica* Brus. sînt caracteristice pannonianului, iar speciile de *Radix Korlevici* Brus., *Valvata soceni* Jek., *V. turislavica* Jek., *Caspia latior* (Sandb.), *C. dybowski* Brus. sînt semnalate în meoțianul superior din zona subcarpatică.

În Bazinul Vad — Borod, la nivelul stratigrafic al orizontului marnelor albe, se cunosc nisipuri albicioase, argiloase, fine, tufacee sau nisipuri cenușii-gălbui, tufacee, fosilifere, cu: *Congeria czjzeki* Hörn., *C. partschi* Czjzek, *C. ungulacaprae* Münst., *C. subglobosa* Partschi, *Limnocardium brunnense* (Hörn.) Andr., *L. pseudosuessi* (Halav.), *L.* (*Pannonicardium*) *mihaili* Mih. Marin., *L.* (*Arpadicardium*) cf. *mayeri* Hörn.; local se dezvoltă și faciesuri cărbunoase.

Un facies nisipos asemănător celui din Bazinul Vad — Borod se dezvoltă pe porțiuni reduse atît în Bazinul Crișului Alb (zona Silindia), cît și în Bazinul Beiuș (zona Hidișel). În această ultimă zonă se cunosc și strate subțiri de cărbune. Atît marnele albe, cît și nisipurile argiloase asociate cu strate de cărbuni atestă o sedimentare liniștită, în condiții de subsidență care au favorizat instalarea unor faciesuri locale, cu caracter euxinic (concrețiuni piritoase, fosile piritizate) sau cărbunoase.

ORIZONTUL MARNELOR NISIPOASE

Orizontul marnelor nisipoase se dispune în continuitate de sedimentare peste orizontul marnelor albe, fiind constituit din marne cenușii, nisipoase, fosilifere, cu o asociație paleontologică ce conține speciile: *Zagrabica naticina* (Brus.), *Radix kobelti* Brus., *Valenciennesia peltha* Brus., *V. reussi* Neum., *Congeria rhomboidea* Hörn., *C. rumana* Stef.,

C. zahalkai Spalek, *C. balatonica* Partsch., *C. zagrabiensis* Brus., *Limnocardium zagrabiense* Brus., *L. prionophorum* Brus., *L. mayeri* Hörn., *L. banaticum* Fuchs., *L. apertum* Münst., *L. secans* (Fuchs), *L. proximum* Fuchs., *L. penslii* Fuchs, *Monodacna simplex* Fuchs, *Caladacna steindachneri* Brus., *Dreissenomya* sp., *Pachydacna cobălcescui* Font.

Această asociaţie paleontologică indică pentru orizontul marnelor nisipoase o vîrstă ponţiană.

ORIZONTUL SUPERIOR NISIPOS

Acest orizont se dispune în continuitate de sedimentare peste depozitele ponţiene, fiind constituit din nisipuri cenuşii, uneori gălbui, fine, alteori grosiere, care în zona Tinca — Belfir conţin o asociaţie fosilă cu : *Valvata tenuistriata* Fuchs, *Pyrgula engeniae* (Neum.), *Micromelania obradovici* Brus., *Hydrobia ventrosa* Montf., *Bulimus* cf. *labiatus* Neum., *Dreissenisia semendriensis* Stev., *D. superfoetata* Brus., *Limnocardium dumicici* Gorj-Kramb., *L. parazujovici* Stev., *L. secans* (Fuchs), *L. banaticum* (Fuchs), *L. pseudopetersi* Stev., *L. proximum* Fuchs, *Phyllocardium complanatum* Fuchs.

Această asociaţie paleontologică atestă pentru orizontul superior nisipos o vîrstă ponţian superioară. Cu acest orizont se încheie sedimentarea neogenă în Bazinul Crişurilor.

Pliocenul acestei regiuni, dezvoltat în facies pannonic, se poate paraleliza cu meoţianul şi ponţianul Bazinului Dacic, atît pe baza prezenţei unor faune fosile comune, cît şi datorită unor asemănări litologice.

Problema limitei sarmaţian/pliocen din această regiune — deşi în zonele de ramă depozitele orizontului inferior nisipos, paralelizate cu meoţianul, se dispun discordant şi transgresiv peste bessarabian sau volhinian, indicînd o lacună de sedimentare — implică încă discuţii în privinţa valorii acestei lacune. Lacuna de sedimentare în zonele de ramă corespunde intervalului bessarabian mediu — meoţian inferior.

★

Analizînd succesiunile stratigrafice ale neogenului din cele trei bazine redate în anexa alăturată se poate observa că diferitele complexe lito-stratigrafice sînt corelabile la aproape toate nivelele stratigrafice, unele faciesuri locale fiind imprimate de particularităţile paleogeografice ale fiecărui bazin. Mişcările pe verticală, cît şi fazele de regresiune sau transgresiune legate de acestea au avut caractere regionale pe întreaga arie a Bazinului Crişurilor, determinînd sedimentarea aceloraşi tipuri litologice.

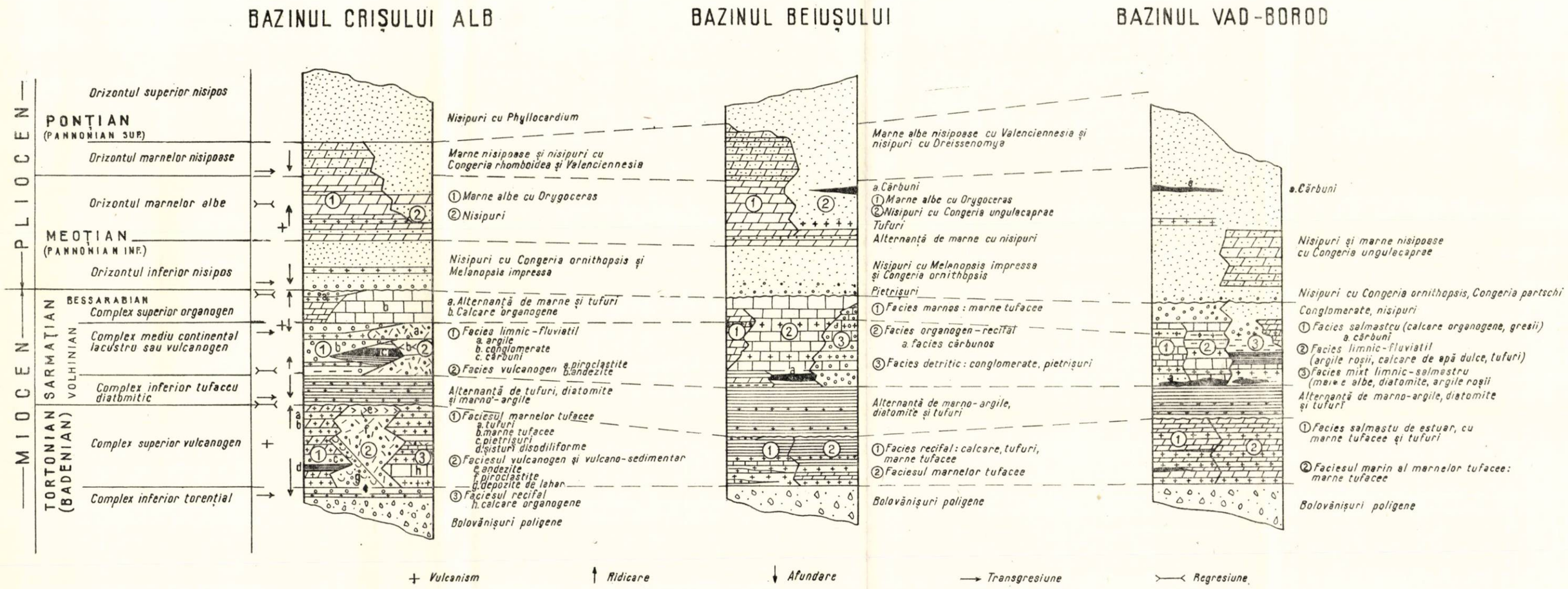
După distribuţia faunelor fosile, se poate considera, cu excepţia extremităţii estice a Bazinului Vad — Borod care a avut un regim aparte, funcţionînd ca estuar, că în cadrul Bazinului Crişurilor curenţii au asigurat atît uniformizarea faunelor, cît şi pe cea a faciesurilor.

Fenomenele magmatice s-au manifestat prin mai multe faze de erupţie, numai în Bazinul Crişului Alb generînd formaţiuni cu caracter particular (piroclastite, curgeri de lave), în celelalte bazine activitatea vulcanică fiind marcată prin aportul de cinerite în formaţiunile neogene.

D. ISTOCESCU – FELICIA ISTOCESCU

COLOANE LITOSTRATIGRAFICE DE CORELARE ALE DEPOZITELOR NEOGENE DIN BAZINUL CRIȘURILOR

0 50 100 150 200 m.



Nivelele de cinerite din depozitele neogene constituie cele mai bune repere de corelare ale depozitelor neogene, atît în cadrul Bazinului Crișului, cît și în zonele învecinate (Bazinul Transilvaniei, Bazinul Dacic).

Pe baza distribuției rocilor vulcanogene în scara stratigrafică, precum și a constituției lor se poate presupune că în aria Bazinului Crișurilor activitatea vulcanică aparținînd magmatismului subsecvent neogen a cuprins două momente de paroxism: primul moment se plasează în tortonian (curgerile de lave, aglomeratele, depozitele de lahar și cineritele din Bazinul Crișului Alb și tufurile din bazinele Beiuș și Vad — Borod), iar cel de-al doilea în sarmațianul inferior (curgeri de lave și aglomerate în Bazinul Crișului Alb și tufuri în celelalte bazine). Activitatea vulcanică s-a manifestat însă în Bazinul Crișurilor cu intermitență din tortonian (badenian) pînă în meoțianul superior, printr-o alternanță de momente explozive, care au generat cinerite și lapilli, cu momente de calm. Această activitate vulcanică pare să fi încetat în meoțianul superior, deoarece ultimul nivel de tufuri se întîlnește în orizontul marnelor albe.

După natura petrografică a rocilor vulcanice se constată o ușoară evoluție în timp a chimismului magmelor, de la magme acide (în tortonian apar riolite și andezite), la magme mai bazice (în sarmațian apar andezite bazaltoide).

CONSIDERATIONS GÉOLOGIQUES CONCERNANT LES DEPÔTS NÉOGÈNES DU BASSIN DES CRIȘURI

RÉSUMÉ

Ce travail contient une synthèse des données concernant la succession stratigraphique des dépôts néogènes du bassin des Crișuri.

Conformément aux contenus paléontologiques des dépôts néogènes et à l'analyse de l'évolution des processus magmatiques, tectoniques, lithogénétiques et paleogéographiques, on a séparé un complexe inférieur torrentiel et un complexe supérieur volcanogène dans le Tortonien (Badénien), un complexe inférieur tuffacé diatomitique, un complexe moyen volcanogène ou lacustre et un complexe supérieur organogène détritique, dans le Sarmatien, et, dans le Pliocène — l'horizon inférieur sablonneux à *Melanopsis impressa*, l'horizon des marnes blanches à *Orygoceras*, l'horizon des marnes sablonneuses à *Valenciennesia* et l'horizon supérieur sablonneux à *Phyllocardium*.

Compte tenu de la distribution des roches pyroclastiques dans l'échelle stratigraphique de l'aire du bassin des Crișuri, il est à présumer que l'activité volcanique appartenant au magmatisme subséquent néogène, renferme deux moments de paroxysme dont le premier se place dans le Tortonien (Badénien) et le second dans la Sarmatien inférieur. L'activité volcanique du bassin des Crișuri s'est manifesté par intermittence depuis le Tortonien jusqu'au Méotien inférieur, les moments d'explosion alternant avec des moments d'accalmie. L'activité volcanique de la région a cessé pendant le Méotien supérieur. On constate d'après la nature des roches volcaniques une faible évolution du chimisme des magmas, depuis les magmas acides, dans le Tortonien, jusqu'aux magmas basiques, dans le Sarmatien.

BIBLIOGRAFIE

ANTONESCU E. (1964) *Asupra prezenței Tortonianului la N de satul Archiș*, D. S. Com. Geol., **XLIX**/2.

BORCOȘ M., MANTEA GH. (1964), *Vîrsta formațiunilor neogene din bazinul Zlatna — Almașu Mare*, D. S. Com. Geol., **XLIX**/2. București.

— (1968), *Vîrsta formațiunilor și a activității vulcanice neogene din bazinul Roșia Montană*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **13**, *2*.

GHEȚA N., ONCESCU C. (1971), *Asociația micropaleontologică a depozitelor tortoniene de la Bicăcel (Bazinul Beiuș)*, D. S. Inst. geol., **LVII**/3.

GHIȚULESCU T. P., SOCOLESCU M. (1941), *Étude géologique et minere des Monts Metallifères*, An. Inst. Géol. Roum., **XXI**, București.

GIVULESCU R. (1953), *Noi contribuții la stratigrafia porțiunii de E a bazinului neogen al Borodului (jud. Bihor)*, D. S. Com. Geol., **XXXVII**.

— (1957), *Cercetări geologice în bazinul neogen al Borodului*, St. cerc. șt., Acad. R.P.R., **VII**, *1—2*, Cluj.

— (1964), *Contribuții la cunoașterea activității vulcanice din bazinul Borodului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **9**, *1*.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D., GHIȚULESCU T. P., BORCOȘ M., LUPU M., BLEAHU M., SAVU H. (1969), *Evoluția geologică a Munților Metaliferi*, Edit. Academiei, București.

ICHIM T., POPA M., COSTEA I., LEBENSON C., VOINEA V. (1967), *Contributions à la stratigraphie mio-pliocène de la Dépression pannonique*, Assoc. Géol. Carp.-Balc., Congr. VIII, Beograd.

IONESI BICA, ALEXANDRA SAGATOVICI (1970), *Contribuții la studiul microfaunei sarmațiene din bazinul Zarandului*, Anal. Univ. „A. I. Cuza" Iași S. M., **XVI**.

ISTOCESCU D. (1970), *Stratigrafia Pliocenului din extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb*, D. S. Inst. geol., **LVI**/4.

— (1971), *Studiul geologic al sectorului vestic al bazinului Crișului Alb și al ramei munților Codru și Highiș*, Inst. geol., St. tehn. ec., J, *8*.

ISTOCESCU D., DIACONU M., FELICIA ISTOCESCU (1965), *Contribuții la cunoașterea Miocenului superior din marginea nord-estică a bazinului Beiuș*, D. S. Com. Geol., **LI**/1.

ISTOCESCU D. IONESCU GH. (1970), *Geologia părții de N a Depresiunii pannonice*, D. S. Inst. geol., **LV**/5.

ISTOCESCU D., MIHAI A., DIACONU M., FELICIA ISTOCESCU (1970), *Studiul geologic al regiunii cuprinse între Crișul Repede și Crișul Negru*, D. S. Inst. geol., **LV**/5.

ISTOCESCU D., GHEORGHIAN M. (1971), *Cîteva date micropaleontologice privind Miocenul superior din bazinul Crișului Alb*, D. S. Inst. geol., **LVII**/3.

LUPU DENISA (1963), *Observații asupra Pannonianului de la Hălmagiu și Mermești*, St. cerc. geol., **8**.

MACAROVICI N. (1945), *Asupra Miocenului din bazinul Brad — Hunedoara*, Rev. șt. „V. Adamachi" Iași, **XXXI**, *1—2*.

— (1950), *Asupra faunei fosile din bazinul Brad — Baia de Criș*, An. șt. Univ. „Al. I. Cuza", **II**, *2*.

MARINESCU FL., ISTOCESCU D. (1972), *Asupra unei faune cu Congeria ornithopsis din Sarmațianul inferior al bazinului Borod*, D. S. Inst. geol., **LVIII**/3.

MIHĂILĂ N., MARINESCU FL. (1970), *Limnocardium (Pannonicardium) mihaili n. sp. în fauna cu Congeria subglobosa din bazinul Crișului Repede*, D. S. Inst. geol., **LVII**/3.

NICORICI E. (1963), *Date noi asupra Tortonianului de la Miniș*, Stud. Univ. „Babeș-Bolyai", Cluj.

NICORICI E. ISTOCESCU D. (1970), *Date stratigrafice privind Sarmațianul din zona Vîrciorog*, Stud. Univ. „Babeș-Bolyai", Fasc. 2, Cluj.

NICORICI E., SAGATOVICI ALEXANDRA (1970), *Contribuții la cunoașterea faunei tortoniene de la Minișul de Sus (bazinul Zarand)*, Bul. soc. șt. geol., **XII**.

NICORICI E., SAGATOVICI ALEXANDRA (1973), *Studiul faunei badenian superioare de la Minișul de Sus* An. Inst. geol., **XL**/3.

OLTEANU R., ONCESCU C. (1970), *Asociații de ostracode ale Pliocenului din extremitatea vestică a bazinului Crișului Alb*, D. S. Inst. geol., **LVI**/3.

PANĂ IOANA, RADO GERTRUDA (1972), *Die Biostratigraphie des Neogens im Beiuș-Becken*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Serie de Géologie, **16**, *1*.

PAUCĂ M. (1935), *Le bassin nèogéne de Beiuș*, Ann, Inst. Géol. Roum., **XVII**.

— (1954), *Neogenul din bazinul extern al Munților Apuseni*, An. Inst. geol., **XXVII**.

— (1964) *Bazinul neogen al Silvaniei*, An. Inst. geol., **XXXIV**.
— (1969), *Creseis borodiana n. sp. pteropod din bazinul Vadului*, D. S. Inst. geol., **LIV**/2.
— (1973), *Probleme geologice în bazinele neogene din vestul și nord-vestul României*, St. cerc. geol., geofiz., biol., Seria a II-a, Muz. St. nat., Piatra Neamț
— (1973), *Probleme geologice în bazinele neogene din vestul României*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **18**, *1*.
Paucă M., Istocescu D., Istocescu Felicia (1968), *Bazinul neogen al Vadului*, D. S. Inst. geol., **LIV**/1.
Sagatovici Alexandra, Ionesi Bica (1971), *Studiul depozitelor sarmațiene din regiunea Minișul de Sus-Chișindia (Bazinul Zarandului)*, Anal. Univ. București, anul XX.
Savu H., Neacșu I (1962), *Vulcanismul neogen din bazinul Zarandului*, D. S. Com. Geol., **XLVIII**.
Todiriță-Mihăilescu Victoria (1966), *Studiul geologic al bazinului Roșia*, St. tehn. ec., Com. Geol., Seria I, *3*.

Primit în redacție la 4 martie 1974

Întreprinderea geologică pentru prospecțiuni substanțe minerale solide, Institutul de geologie și geofizică

PTERADACNA TOHANENSIS SP. NOV. ÎN DEPOZITELE PONȚIANULUI SUPERIOR (BOSPHORIAN) DIN MUNTENIA

DE

IOAN PAPAIANOPOL

În Muntenia și în general în Bazinul Dacic depozitele ponțianului superior (bosphorian) au o largă răspîndire. Observațiile efectuate asupra asociațiilor bosphoriene nu pun la îndoială faptul că acestea conțin, pe lîngă formele bine cunoscute (printre acestea găsindu-se numeroase elemente comune cu ponțianul superior din Bazinul Euxinic), și o serie de specii de cardiide și dreisenide mai puțin cunoscute, insuficient descrise sau încă nedescrise.

Astfel, bazîndu-ne pe o serie de caractere, am atribuit genului *Pteradacna* Andrussow cîteva exemplare de cardiacee recoltate din depozitele ponțianului superior din Muntenia.

Pentru prima dată denumirea generică de *Pteradacna* a fost utilizată de N. I. Andrusov în 1907 pentru specia *Cardium edentulum* Deshayes. Dînd o scurtă caracterizare paleontologică a etajului kimmerian, propus pentru „stratele cu minereu" din peninsulele Kerci și Taman, N. I. Andrusov (1907) a transcris specia *Cardium edentulum* Deshayes sub forma „*Pteradacna* (*edentula* Desh.)". Tot atunci, N. I. Andrusov a folosit pentru întîia oară denumirea generică de *Chartoconcha*.

La acel moment N. I. Andrusov nu a dat diagnoza pentru nici unul dintre genurile amintite.

Diagnoza genului *Pteradacna* a fost enunțată de N. I. Andrusov mai tîrziu, sub forma: „La *Pteradacna* cochilia este carenată, cu coaste clare și solzate, cîmpul posterior în formă de aripă, pe acesta coastele prezentînd o dispoziție penată și șarniera fără dinți" (N. I. Andrusov, 1923, p. 499).

O nouă diagnoză a genului *Pteradacna* în care se aduc preciziuni asupra șarnierei este dată de L. Ș. Davitașvili. Diagnoza originală este următoarea: „Cochilia destul de plană, carenată. Cîmpul posterior lățit în formă de aripă. Coastele destul de numeroase, clar solzate. Șarniera fără dinți sau cu un dinte cardinal mai mult sau mai puțin slab dezvoltat pe fiecare valvă. Unica specie descrisă pînă în prezent. *P. edentula* din depozitele kimmeriene" (L. Ș. Davitașvili, 1933, p. 66).

În 1951, A. G. Eberzin a descris o nouă specie de *Pteradacna* (*Pteradacna praeedentula*) din depozitele azoviene (kimmerian inferior). Spre deosebire de *Pteradacna edentula*, specia tip a genului, la forma kimmerian inferioară apar pe lîngă dinții cardinali și rudimente ale dinților laterali posteriori. Bazat pe o serie de caractere ale speciei azoviene (structura șarnierei, conturul valvelor etc.), A. G. Eberzin a reformulat diagnoza genului *Pteradacna* în felul următor: „Cochilia închisă, preponderent slab convexă, cu cîmpul posterior mai mult sau mai puțin

ST. CERC. GEOL. GEOF., GEOGR., GEOLOGIE, T. 19, P. 129–143, BUCUREȘT I, 1974

puternic dezvoltat şi prelungit în formă de aripă, puternic inechilaterală, cu umbonele foarte mic; slab dar distinct carenată; suprafaţa externă costată, coastele solzate. Şarniera este constituită din cîte un dinte cardinal, cîteodată foarte redus. La reprezentanţii vechi ai genului se observă rudimente puţin vizibile ale dinţilor laterali. Linia mantalei întreagă" (A. G. Eberzin, 1951, p. 85).

Genul *Pteradacna* a fost identificat şi în Bazinul Panonic. În 1884, S. Brusina a descris specia *Adacna pterophora* din stratele cu *Congeria rhomboidea* de la Okrugljak, pe care a refigurat-o în 1897 ca *Limnocardium pterophorum*. N. I. Andrusov (1917) a sesizat apropierea dintre aceasta şi specia kimmeriană *Pteradacna edentula* şi a considerat în consecinţă că forma lui Brusina este o pteradacnă.

O descriere detaliată a speciei lui Brusina este făcută de P. Stevanović (1950), care, ţinînd în principal cont de structura şarnierei, confirmă faptul că aceasta aparţine genului *Pteradacna*. Tot ca *Pteradacna pterophora*, aceeaşi specie este figurată de P. M. Stevanović în 1951.

Genul *Pteradacna* a fost identificat şi în Banat la Zorlenţu Mare, într-o asociaţie a portaferrianului bazal (Fl. Marinescu, N. Florei 1969).

Trecînd la Bazinul Dacic, menţionăm că existenţa în depozitele ponţiene din Oltenia a unor forme de tipul *Cardium edentulum* este indicată de I. P. Ionescu-Argetoaia încă din 1915. Mai tîrziu, I. P. Ionescu-Argetoaia (1918) a descris şi figurat drept *Cardium edentulum* Deshayes un exemplar găsit în marnele ponţiene de la Moreni.

K. Krejci şi W. Wenz (1926) citează şi *Cardium edentulum* în asociaţia faunistică a ponţianului superior, specie care este şi ulterior menţionată ca *Monodacna edentula* (K. Krejci, W. Wenz 1931).

Referitor la formele din Bazinul Dacic, menţionate ca *Cardium edentulum*, L. Ş. Davitaşvili subliniază că „îmi este permis să mă îndoiesc de identitatea dintre forma românească şi cea crimeo-caucaziană. Cel puţin figurile date de Ionescu-Argetoaia nu ne conving de loc de acest lucru" (L. Ş. Davitaşvili, 1933 *a*, p. 114).

Posibilitatea prezenţei genului *Pteradacna* în intervalul bosphorian-geţian din Bazinul Dacic a fost presupusă şi de A. G. Eberzin, I. C. Motaş, M. Macarovici şi Fl. Marinescu (1966), presupunere logică dacă ţinem cont de nivelul stratigrafic în care reprezentanţii acestui gen erau cunoscuţi în bazinele Panonic şi Euxinic.

Ulterior, cîteva valve incomplete, provenite din dacianul superior de pe valea Plopeasa (jud. Buzău), au fost determinate de Ioana Pană (1967) ca *Pteradacna* cf. *edentula* Deshayes.

Din cele expuse reiese că în Bazinul Panonic genul *Pteradacna* a fost identificat pînă în prezent numai în depozitele portaferriene. În Bazinul Euxinic reprezentanţii acestuia sînt caracteristici îndeosebi pentru kimmerianul inferior şi mediu din Kuban şi peninsulele Kerci şi Taman, cu totul izolat întîlnindu-se şi în Abhazia (Gruzia vestică).

A. G. Eberzin (1951) a indicat posibilitatea existenţei acestui gen şi în faciesul pelitic al ponţianului superior din zona Kerci — Taman, dar proasta conservare a materialului nu i-a permis constatarea cu certitudine a prezenţei pteradacnelor la acest nivel stratigrafic.

Specia de *Pteradacna* ce urmează să fie descrisă mai jos a fost întîlnită în depozitele ponțianului superior (bosphorian) care se dezvoltă între valea Scheii și valea Tohăneasa (jud. Prahova, 7 km nord de orașul Mizil). Între aceste văi bosphorianul se dezvoltă într-un facies preponderent psamitic, doar pe valea Scheii avînd la partea inferioară intercalații argiloase. Exemplarele de *Pteradacna* se asociază aici cu : *Limnocardium* (*Tauricardium*) *petersi* M. Hörnes, *L.* (*T.*) *petersi nasyrica* Ebersin, *L.* (*Bosphoricardium*) *emarginatum* (Deshayes), *Stylodacna heberti* (Cobălcescu), *Phyllocardium planum planum* (Deshayes), *Plagiodacna carinata* (Deshayes), *Pontalmyra constantiae* Sabba, *P. subincerta* (Andrusov), *P. subcarinata* (Deshayes), *Didacnomya corbuloides* (Deshayes), *Pseudocatillus subzlatarskii* Ebersin, *Ps. subdentatus* (Deshayes), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Congeria subcarinata* (Deshayes), *Dreissenomya aperta* (Deshayes), *Dreissena rostriformis* (Deshayes), *D. rimestiensis* (Fontannes), *Viviparus neumayri neumayri* Brusina.

Clasa *BIVALVIA*

Ordinul **HETERODONTA**

Suprafamilia **CARDIACEA**

Familia **CARDIIDAE** Lamarck, 1819

Subfamilia *DIDACNINAE* Ebersin, 1962

Genul **PTERADACNA** Andrussow, 1907

Tipul genului : *Cardium edentulum* Deshayes, 1838

Pteradacna tohanensis Papaianopol sp. nov.

pl. I fig. 3 ; pl. II fig. 4, 5, 6

1918 *Cardium edentulum* ; Ionescu-Argetoaia, p. 35, pl. XIII, fig. 7

Holotip : nr. 11 605 pl. I, fig. 3, Colecția Institutului geologic, București.
Dervatio nominis : de la valea Tohăneasa locul provenienței holotipului.
Locus tipicus : valea Tohăneasa, satul Tohani, 7 km nord de orașul Mizil, județul Prahova
Stratum tipicum : nivelul nisipurilor gălbui, uneori slab marnoase cu *Limnocardium* (*Tauricardium*) *petersi* M. Hörnes *L.* (*T.*) *petersi nasy-*

rica Ebers., *L.* (*Bosphoricardium*) *emarginatum* (Desh.), *Phylllocardium planum planum* (Desh.), *Pontalmyra constantiae* Sabba, *P. subincerta* (Andrus.), *P. subcarinata* (Desh.), *Pseudocatillus subzlatarskii* Ebers., *Ps. subdentatus* (Desh.), *Didacnomya corbuloides* (Desh.), *Congeria subcarinata* (Desh.), *Dreissenomya aperta* (Desh.)

Diagnoza

Cochilia de dimensiuni destul de mari, aplatisată, cu contur drept-unghiular-rotunjit sau trapezoidal, inechilaterală, cu umbonele mic şi carenat. Cîmpul anterior cu 21—23 de coaste slab rotunjite sau aproape plane, exceptînd coastele anterioare care au de obicei o secţiune triunghiular-rotunjită. Cîmpul posterior cu 5—7 coaste. Şarniera fiecărei valve este constituită din cîte un dinte cardinal rudimentar. Linia mantalei întreagă.

Descrierea

Valve de dimensiuni medii spre mari, foarte plate, cu contur drept-unghiular-rotunjit sau trapezoidal, inechilaterale. Cîmpul posterior prezintă tendinţa de a se lăţi în formă de aripă. Marginea cardinală arcuată cu o ramură anterioară mai scurtă şi aproape dreaptă şi o ramură posterioară fie aproape dreaptă, fie arcuată. Marginea anterioară puternic convexă se racordează treptat cu marginile adiacente. Cea posterioară, dispusă oblic, este aproape dreaptă. Aceasta se uneşte cu marginea cardinală fie treptat, fie printr-un unghi obtuz, racordul făcîndu-se în funcţie de caracterul ramurei posterioare a marginii cardinale. Marginea inferioară lungă, dreaptă sau uşor arcuată.

Umbonele foarte mic, foarte puţin reliefat deasupra marginii cardinale, deplasat anterior, carenat. Carena, clară pe zona umbonală, se rotunjeşte repede pe măsură ce coboară către unghiul infero-posterior al valvelor, trecînd într-o coastă care separă cîmpul anterior larg, de cîmpul posterior mai îngust şi cu tendinţă de lăţire.

Suprafaţa externă a valvelor este costată. Coastele cîmpului anterior, în număr de 21—23, sînt în general slab rotunjite şi se aplatisează din ce în ce mai mult către partea posterioară a cîmpului anterior. La exemplarele bine păstrate primele 5—7 coaste ale cîmpului anterior sînt mai înalte, avînd o secţiune tringhiular-rotunjită. Spaţiile intercostale clare au în general o lăţime egală sau mai mică decît jumătate din lăţimea coastelor învecinate. Pe cîmpul posterior se numără 5—7 coaste plane separate de spaţii foarte înguste. Pe suprafaţa externă se mai observă striuri de creştere şi un număr variabil de „inele anuale" situate îndeosebi în treimea inferioară a valvelor.

Platoul cardinal relativ lat. Şarniera, cu o structură foarte simplă, este redusă la cîte un singur rudiment al dintelui cardinal pe fiecare valvă. În acelaşi timp şarniera prezintă anumite caractere particulare datorită faptului că, uneori, pe locul unde ar trebui să se găsească dintele cardinal, se observă o mică umflătură, rudimentul dintelui cardinal păstrîndu-se însă chiar sub vîrful umbonelui, sub forma unui mic tubercul.

Lama ligamentară scurtă, egală ca lungime cu aproximativ jumătate din lungimea totală a ramurei posterioare a marginii cardinale, este separată de marginea valvei printr-un şanţ îngust şi destul de adînc.

Suprafața internă este „costată" îndeosebi în lungul marginii inferioare. „Coastele" interne mediane și posterioare nu depășesc în mod obișnuit linia care unește impresiunile mușchiulare, cele mediane în număr de 5—7 fiind prevăzute pe mijloc cu un șanț.

Impresiunile mușchiulare de dimensiuni medii, cea posterioară mai mare, este mult mai superficială decît cea anterioară, care este adîncă și deseori striată.

Linia mantalei întreagă, foarte slab marcată.

Dimensiuni (în mm) și raporturi

Lungimea (l)	Înălțimea (h)	Convexitatea (c)	Raporturi	
			h/l	c/h
37,7	28,0	8,0	0,74	0,28
36,6	26,6	6,8	0,73	0,22
42,0	31,2	9,2	0,75	0,29
41,8	32,1	8,2	0,76	0,25

Diagnose

Valves de dimensions moyennes vers grandes avec contour trapézoïdal on quadrangulaire — arrondi, inéquilatérales, fort plates. Le crochet petit et aigu, très peu saillant sur le bord cardinal, carènè, deplacée vers la partie antérieure. Bord cardinal courbé avec rameau antérieur plus court, presque droit et rameau postérieur plus long, arqué. Bord antérieur fortement convexe, avec passages graduels et arrondie vers les bords avoisinants. Le bord postérieur presque droit est disposé obliquement. Bord inférieur allongé, droit ou faiblement arque.

Le champ antérieur de la surface externe est pourvou de 21—23 côtes faiblement arrondies, planes vers la partie postérieure de ce champ. Les premieres 5—7 côtes antérieurs sont plus convexes. Sur le champ postérieur se trouvent 5—7 côtes séparées par des espaces lineaires. La surface externe est aussi pourvue de fines stries de croissance et de „anneaux annuels" concéntriques situés à la partie inférieure des valves.

La charnière est très reduit. À chaque valve la charnière contient une petit cardinale rudimentaire. L'apophise ligamentaire est separée de l'autre partie de la coquille par un sillon profund.

Les impressions nusculaire inégales ; l'antérieur est plus petite mais plus profunde que la postérieure plus grande et plus superficielle.

La ligne palléale entière est faiblement marquée.

Observații

Exemplarul descris și figurat de I. P. Ionescu-Argetoaia drept *Cardium edentulum* (1918, p. 35, pl. XIII, fig. 7) aparține fără îndoială genului *Pteradacna*. Indicațiile acestuia privind umbonele „croșetele sînt foarte mici, ascuțite și abia proeminente din marginea superioară" și șarniera „dintele este foarte rudimentar, însoțit de o mică gropiță foarte superficială" (pag. 35) confirmă cele spuse mai sus.

În schimb, din punctul de vedere al apartenenței generice, ridică încă semne de întrebare valva figurată de același autor (I. P. Ionescu-Argetoaia, 1918, pl. XV, fig. 1) drept *Cardium* cf. *edentulum* Deshayes.

Valvele incomplete considerate de I o a n a P a n ă (1967) ca aparţinînd genului *Pteradacna* au, conform descrierii, cîte un singur dinte cardinal pe fiecare valvă. Valva dreaptă figurată (I o a n a P a n ă 1967, pl. VIII, fig. 58) are însă şi un dinte cardinal anterior. Acest fapt ne face să bănuim că exemplarele respective nu aparţin genului *Pteradacna*.

Unele exemplare care prin contur şi caracterele costaţiei externe ar putea fi atribuite genului *Pteradacna* le-am găsit şi în faciesul pelitic al ponţianului superior, dar imposibilitatea de a degaja şarniera ne face să avem încă reţineri, deoarece forma asemănătoare, care prezintă tendinţa clară de alungire a cîmpului posterior, recoltate de la Buleta (jud. Vîlcea), s-au dovedit a aparţine, după caracterele şarnierei, genului *Pontalmyra* Sabba.

Comparaţii

Toate speciile de *Pteradacna* descrise pînă în prezent au o serie de caractere comune cum sînt : valvele puternic aplatisate şi accentuate inechilaterale, umbonele foarte mic şi carenat, şarniera cu o structură foarte simplă şi caracterele costaţiei externe. În acelaşi timp diferitele specii se deosebesc între ele prin conturul valvelor, gradul de dezvoltare a cîmpului posterior şi ornamentaţia coastelor, formele kimmeriene bine păstrate avînd coastele solzate.

Astfel, specia descrisă diferă de *Pteradacna pterophora* (Brusina) prin conturul valvelor, dezvoltarea mult mai slabă a cîmpului posterior, ca şi prin numărul diferit al coastelor (16—18 pe cîmpul anterior şi 10—16 pe cel posterior la *Pteradacna pterophora*).

De *Pteradacna praeedentula* Ebersin se deosebeşte prin caracterul coastelor externe, numărul acestora (15—16 pe cîmpul anterior şi 6—10 pe cel posterior la specia euxinică), ca şi prin lipsa dinţilor laterali posteriori pe fiecare valvă.

Se deosebeşte de *Pteradacna edentula* (Deshayes), specia tip a genului, prin talia mai mică, prin numărul mult mai redus al coastelor de pe cîmpul anterior şi posterior, ca şi prin lipsa ornamentaţiei acestora.

OBSERVAŢII PRIVIND ORIGINEA, CĂILE ŞI MOMENTUL MIGRAŢIEI

După cum se ştie, Bazinul Panonic este locul de origine a numeroase genuri de moluşte pliocene din bazinele Dacic şi Euxinic, iar materialul faptic care se acumulează în cantitate din ce în ce mai mare nu face decît să confirme odată în plus acest lucru. Astfel, bazat pe prezenţa pteradacnelor la nivelul stratelor cu *Congeria rhomboidea* din Bazinul Panonic, P. S t e v a n o v i ć (1950) subliniază că forma de origine a reprezentanţilor acestui gen trebuie căutată printre cardiidele Bazinului Panonic. Originea panonică a genului *Pteradacna* este indicată şi de A. G. E b e r z i n, I. C. M o t a ş, M. M a r c o v i c i şi F l. M a r i n e s c u (1966).

Dacă originea panonică a genului *Pteradacna* nu poate ridica în general nici un fel de dubii, lucrurile se complică considerabil atunci cînd se pune problema identificării a însăşi formei de origine.

A. G. E b e r z i n (1951) a indicat posibilitatea ca speciile kimmeriene ale genului *Pteradacna* să provină din *Didacna* ex. gr. *subincerta* Andrusov.

Dacă ne referim numai la faptul că într-adevăr între pteradacnele kimmeriene (în principal între *Pteradacna edentula* și *Pontalmyra subincerta*) există asemănări în ceea ce privește convexitatea valvelor, forma și gradul dezvoltării umbonelui și caracterele costației externe, atunci presupunerea lui A. G. Eberzin pare justificată. Conform acestei ipoteze dintr-o pontalmiră de tipul *subincerta* ar fi derivat pe de o parte *Pteradacna edentula*, iar pe de altă parte *Pteradacna praeedentula*.

Unele asemănări se pot constata și între *Pontalmyra subincerta* (pl. II, fig. 7, 8) și *Pteradacna tohanensis* sp. nov., care se deosebesc clar prin structura șarnierei.

În Bazinul Euxinic, *Pontalmyra subincerta* este citată din depozitele ponțianului mediu și superior (A. G. Eberzin, 1962). În colecția lui I. G. Taktakișvili am văzut exemplare apropiate de aceasta, provenite din ponțianul inferior. Trecînd la Bazinul Dacic menționăm că pînă în prezent această specie am identificat-o cu siguranță numai la nivelul ponțianului superior (bosphorian), existența sa în ponțianul mediu nefiind încă confirmată cu certitudine. În Bazinul Panonic pontalmire de tipul *subincerta* nu sînt încă semnalate.

Ținînd cont de cele spuse mai sus ni se pare mai plauzibil de a explica asemănările dintre diferitele specii ale genului *Pteradacna* și *Pontalmyra subincerta* printr-un simplu fenomen de homeomorfism și nu prin existența unei legături de filiație directă.

În ceea ce privește cardiidul de origine al genului *Pteradacna* identificarea acestuia rămîne o problemă în continuare deschisă.

Ceea ce este confirmat este faptul că formele de *Pteradacna* la fel ca și cele *Tauricardium*, *Bosphoricardium*, *Phyllocardium*, *Gilletella*, *Chartoconcka* au pătruns în Bazinul Dacic din cel Panonic cu prilejul migrației portaferice. În Bazinul Euxinic pteradacnele se diversifică ridicîndu-se totodată la nivele stratigrafice superioare. Distribuția pteradacnelor în Bazinele Panonic Dacic și Euxinic este redată în tabelul nr. 1.

CONSIDERAȚII ASUPRA RAPORTURILOR FILETICE

Dacă originea panonică a genului *Pteradacna* nu poate ridica în general nici un fel de dubii, apar numeroase dificultăți atunci cînd se încearcă abordarea problemei relațiilor filetice dintre diferitele specii ale acestui gen. Materialul paleontologic, încă insuficient cantitativ, nu ne permite decît să emitem niște ipoteze pe baza cărora am încercat să concepem o schemă filogenetică (tabelul nr. 2).

Referitor la raporturile dintre *Pteradacna pterophora* și *Pteradacna tohanensis* există fie posibilitatea existenței unei legături de filiație directă, fie posibilitatea existenței unei verigi intermediare între cele două specii.

În această privință, fauna ponțiană din Oltenia este cea care va putea probabil confirma unul sau altul dintre punctele de vedere enunțate mai sus.

La rîndul său, *Pteradacna tohanensis* a putut sta la originea pteradacnelor kimmeriene, probabil prin intermediul unei forme localizată la nivelul ponțianului superior din Bazinul Euxinic.

Tabelul nr. 1

Distribuția pteradacnelor în depozitele pliocene din bazinele Panonic, Dacic și Euxinic

Bazinul Panonic			Bazinul Dacic				Bazinul Euxinic			
			ROMANIAN ?				CUIALNIKIAN – AKCIAGÎLIAN			
			DACIAN	Superior	Parscovian		KIMMERIAN	Panticapean	Superior	
								Kamîșburunian	Mediu	*Pteradacna edentula* (Deshayes)
				Inferior	Getian			Azovian	Inferior	*Pteradacna edentula* (Deshayes) *Pteradacna praeedentula* Ebersin
Strate inferioare cu paludine			PONTIAN	Superior	Bosphorian	*Pteradacna tohanensis* Papaianopol	PONTIAN	Bosphorian Andrusov 1923	Superior	*Pteradacna* (?) sp.
PONTIAN	Portaferrian Stevanović 1951	*Pteradacna pterophora* (Brusina)		Mediu	Portaferrian			Novorossian Andrusov 1923	Mediu	
	Novorossian Stevanović 1951			Inferior	Odessian				Inferior	

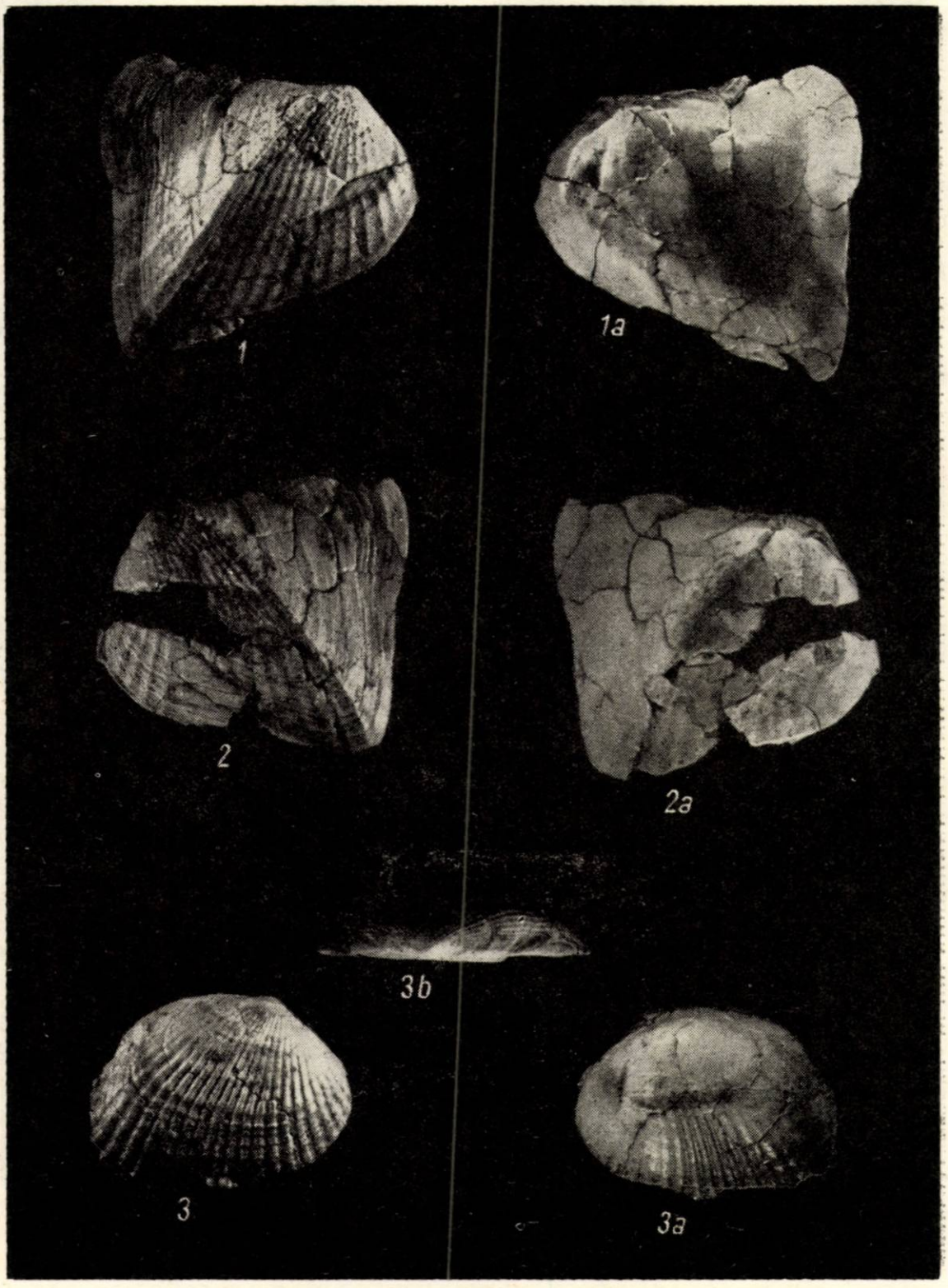


Fig. 1. — *Pteradacna pterophora* (Brusina), (×1), colecţia Fl. Marinescu, Okrugljak, ponţian mediu (portaferrian).

Fig. 2. — *Pteradacna pterophora* (Brusina), (×1), colecţia Fl. Marinescu, Okrugljak, ponţian mediu (portaferrian).

Fig. 3. — *Pteradacna tohanensis* sp. nov., (× 1), holotip, valea Tohăneasa, ponţian superior (bosphorian).

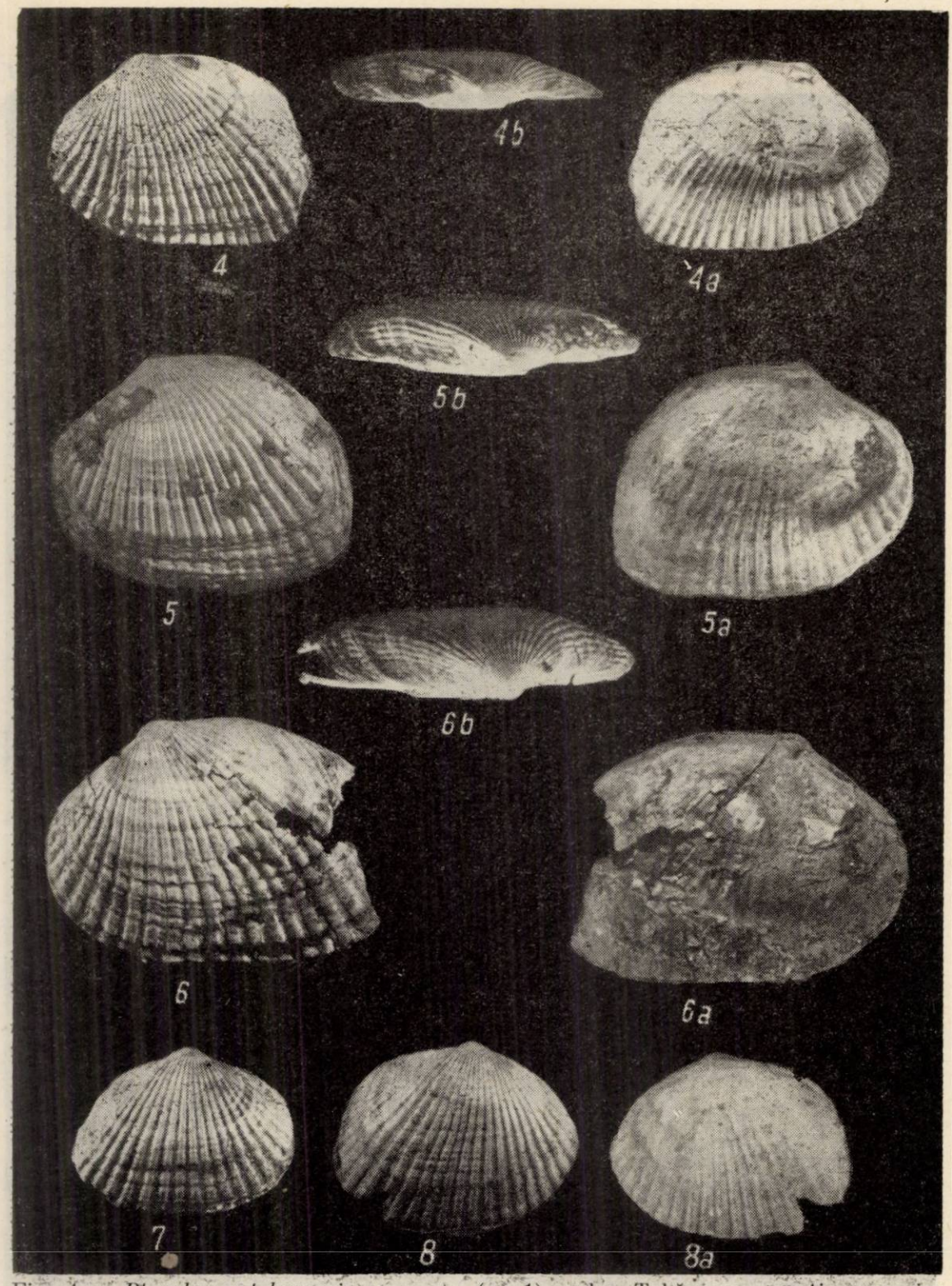


Fig. 4. — *Pteradacna tohanensis* sp. nov., (× 1), valea Tohăneasa, ponțian superior (bosphorian).

Fig. 5. — *Pteradacna tohanensis* sp. nov. (× 1), valea Tohăneasa, ponțian superior (bosphorian).

Fig. 6. — *Pteradacna tohanensis* sp. nov. (× 1), valea Scheii, ponțian superior (bosphorian).

Fig. 7. — *Pontalmyra subincerta* (Andrusov), (× 1), colecția A. G. Eberzin, Kamîș-burun, ponțian superior (bosphorian).

Fig. 8. — *Pontalmyra subincerta* (Andrusov), valea Tohăneasa, ponțian superior (bosphorian).

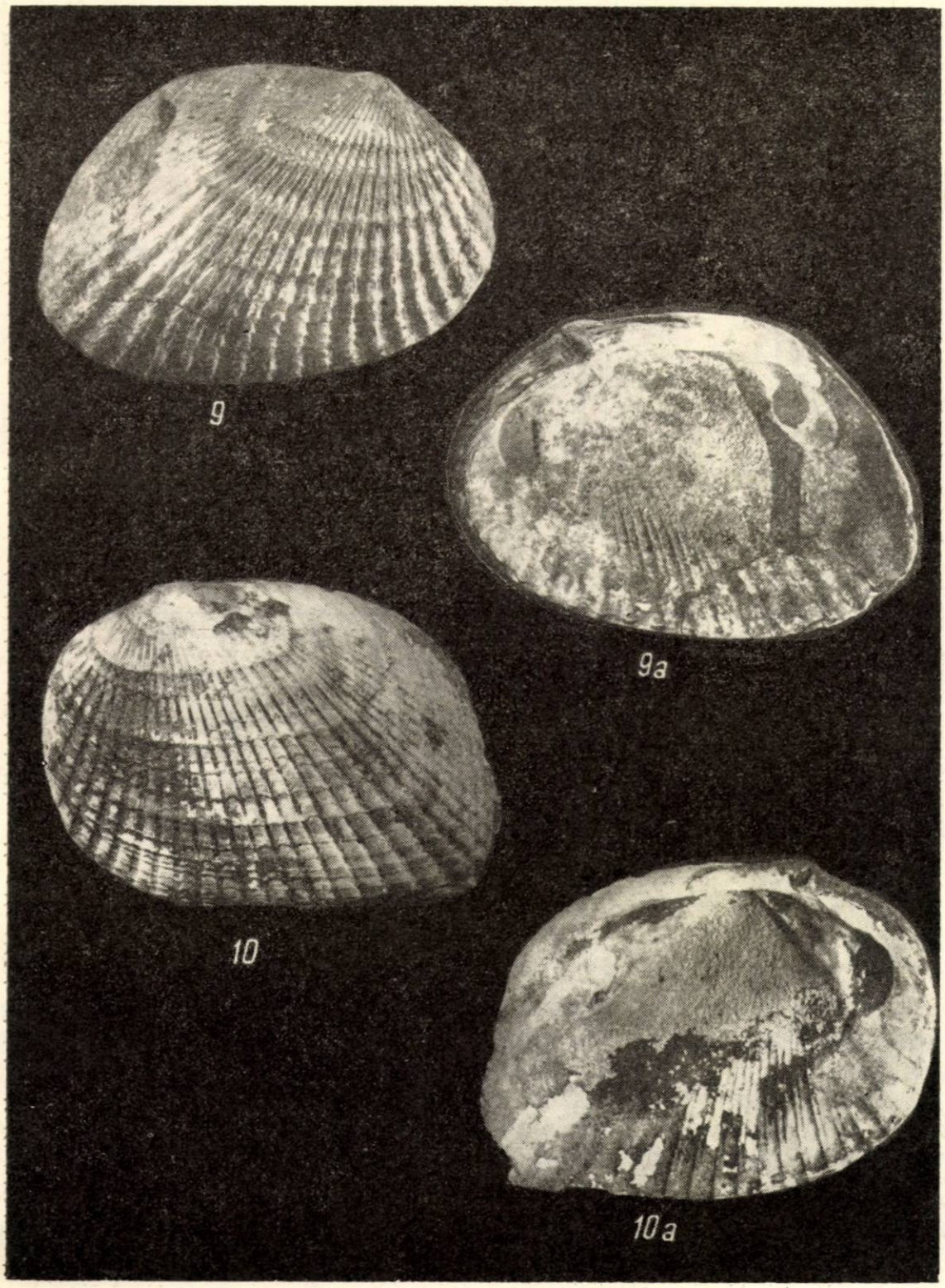
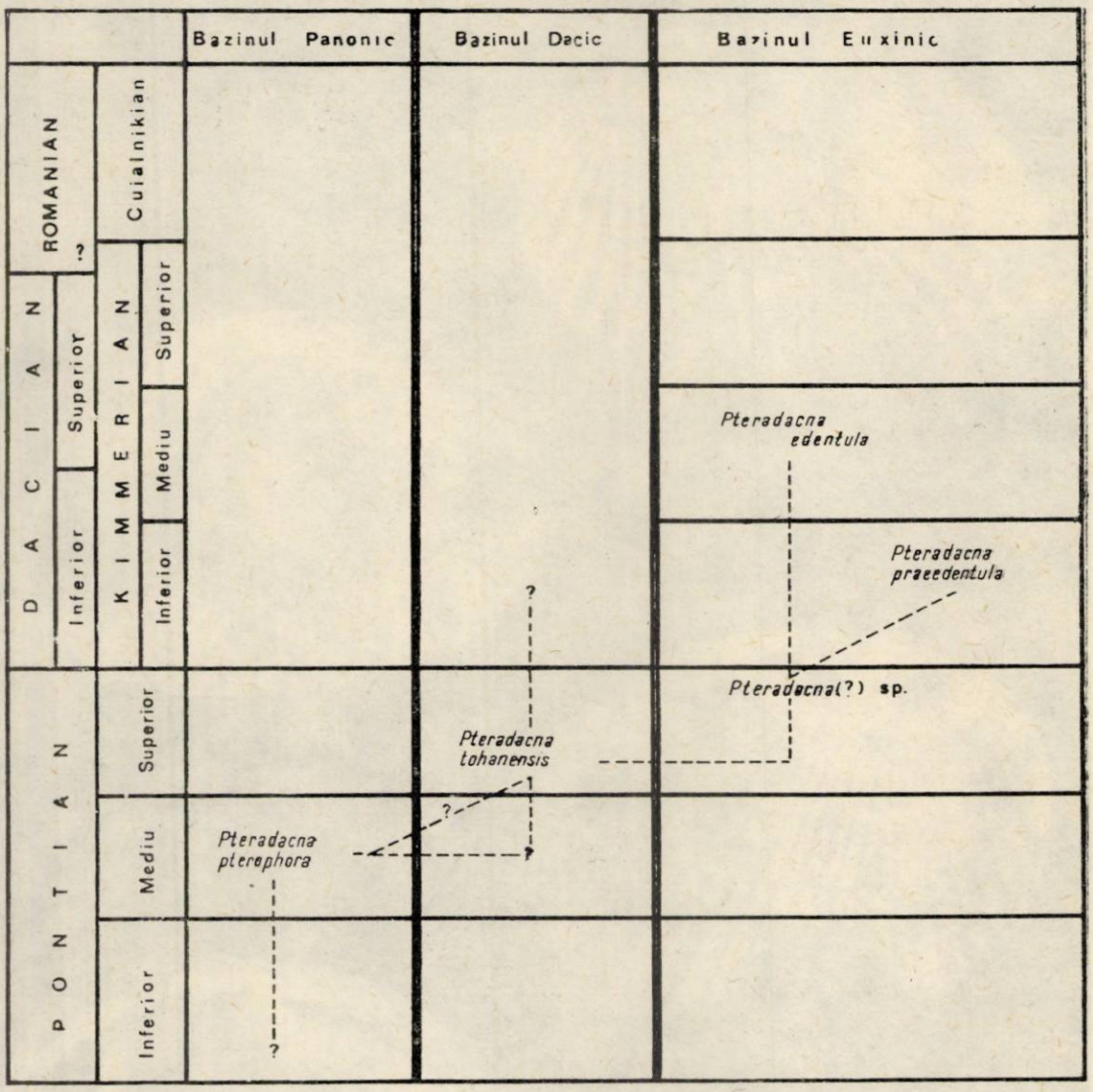


Fig. 9. — *Pteradacna edentula* (Deshayes), (× 1), colecția I. G. Taktakișvili, Kamîșburun, kimmerian mediu.

Fig. 10. — *Pteradacna edentula* (Deshayes), (× 1), colecția I. G. Taktakișvili, Kamîșburun, kimmerian mediu.

Tabelul nr. 2

Schema filogenetică a genului *Pteradacna*



În ceea ce privește *Pteradacna praeedentula*, aceasta pare să reprezinte o ramură laterală cu tendințe evolutive întrucîtva diferite de a celorlalte specii.

Prin localizarea lor strictă la diferite nivele stratigrafice, speciile genului *Pteradacna* constituie buni indicatori geocronologici pentru diferitele subdiviziuni ale pliocenului din Bazinele Panonic, Dacic și Euxinic.

PTERADACNA TOHANENSIS sp. nov. В ВЕРХНЕПОНТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (БОСФОРСКИЙ ПОДЪЯРУС) МУНТЕНИИ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

В Мунтении, и вообще в Дакийском бассейне, верхнепонтические отложения широко распространены. Близкое знакомство с верхнепонти-

ческими отложениями Дакийского бассейна не оставляет сомнений в том, что они содержат и представителей новых видов кардиид.

Предлагаемая статья ставит перед собой задачу описать новый вид кардиид, а именно *Pteradacna tohanensis* sp. nov, обнаруженной в верхнепонтических отложениях (Босфорский подъярус) Мунтении.

Этот вид был найден между долиной Скей и долиной Тохэняса (уезд Прахова) в ассоциации с *Limnocardium* (*Tauricardium*) *petersi* M. Hörnes, *L.* (*T*) *petersi nasyrica* Ebersin, *L.* (*Bosphoricardium*) *emarginatum* (Deshayes), *Phyllocardium planum planum* (Deshayes), *Plagiodacna carinata* (Deshayes), *Pontalomyra constantiae*, Sabba, *P. subincerta* (Andrusov), *P. subcarinata* (Deshayes), *Pseudocatillus subzlatarskii* Ebersin, *Ps. subdentatus* (Deshayes), *Didacnomya corbuloides* (Deshayes), *Chartoconcha bayerni* (R. Hörnes), *Stylodacna heberti* (Cobălcescu), *Congeria subcarinata subcarinata* (Deshayes), *Dreissenomya aperta* (Deshayes), *Dreissena rostriformis rostriformis* (Deshayes), *Dreissena rimestiensis Fontannes*, *Viviparus neumayri* Brusina.

Описание

Раковина средних размеров, уплощенная, преимущественно округло-прямоугольного или трапецоидального очертания, неравносторонная, со слегка оттянутым задним полем.

Замочный край слабо выпуклый. Передний край дугообразный плавно сливающийся со смежными краями. Нижний край длинный, слабо выпуклый или почти прямой. Задний край почти прямой, скошенный.

Макушки очень маленькие, чуть выступающие над замочным краем, сближенные впереди и килеватые.

Киль, сначала острый, быстро округляясь переходит в ребро расположенное на килевом перегибе. Киль отделает широкое переднее поле от более узкого заднего поля.

На переднем поле наблюдается около 21—23 ребер. В общем в поперечном сечение ребра слабо округлые. Последние ребра переднего поля плоские, а первые 5—7 ребра переднего поля немного выпуклые.

На заднем поле насчитывается 6—7 тоненьких, слабо выраженных ребрышек.

Замочная пластинка довольно широкая. Замок состоит из небольших рудиментарных кардинальных зубов, по одному зубу в каждой створке. Лигаментная пластинка короткая, сравнительно тонкая и отделенная от края раковины глубокой, узкой щелью.

Внутреняя поверхность ребристая, особенно вдоль нижнего края. Несколько из внутренних ребер (в средней части раковины) снабжены продольным желобком.

Отпечатки сводящих мускулов умеренной величины. Задний поверхностный больше переднего глубокого, часто исчерченного. Мантийная линия плохо выраженная, цельная.

Общие замечания

Как известно, А.Г. Еберзин выдвинул предположение о происхождении киммерийских птерадакн из верхнепонтических *Didacna ex gr. subincerta* Andrusov.

Вне пределов Эвксинского бассейна, птерадакны (*Pteradacna pterophora*) встречаются в Паннонском бассейне в ромбоидальных слоях портаферрского подъяруса (Сербия, румынский Банат) и как мы видели и в верхнепонтических отложениях Дакийского бассейна.

Первая находка является самой интересной и разъясняющей не только вопрос о времени появления *Pteradacna*, но и загадку происхождения представителей этого рода и путей по которым они проникали в Эвксинский бассейн.

Можно считать что древние формы рода *Pteradacna*, подобно родам и подродам *Phyllocardium*, *Arpadicardium*, *Bosphoricardium*, *Arcicardium*, *Chartoconcha*, проникли в Эвксинский бассейн из Паннонского, через Дакийский бассейн, в портаферрском времени (портаферрская миграция).

Что касается сходства между *Pontalmyra subincerta* и киммерийскими формами *Pteradacna* (и даже *Pteradacna tohanensis sp. nov.*), вполне возможно, что оно представляет один из примеров гомеоморфии.

BIBLIOGRAFIE

Andrusov N. I. (1907), *O rode Arcicardium Fischer*, Izbranie trudi, **III**, 1964, Moskva.

— (1917) *Ponticeskii iarus*, Izbranie trudi, **II**, 1963, Moskva.

— (1923) *Apşeronskii iarus*, Izbranie trudi, **II**, 1963, Moskva.

Brusina S. (1884), *Die faune der Congerienschichten von Agram in Kroatien*, Beitr. zur Geol. und Pal. Oester-Ung. u.d. Orients, Wien.

— (1897), *Matériaux pour la faune malacologique Néogène de la Dalmatie, de la Croatie et de la Slavonie avec des espèces de la Bosnie de l'Herzégovine et de la Serbie*, Zagreb.

Davitaşvili L. Ş. (1933), *Obzor molliuskov treticinih i posletreticinih otlojenii Krimsko — Kavkazskoi neftenosnih provinţii*, Gos naucino-tehn. neft. izd., Leningrad — Moskva.

— (1933 *a*), *Zametki o parallelizaţii plioţenovih otlojenii iugo-vostoccnoi Evropi*, Inform. sb. neft. gheol. razv. inst., *2—3*.

Eberzin A. G. (1951), *Solonovatovodnie kardiidi plioţena S.S.S.R.*, Ciasti II, Trudi Paleont. Inst., **XXXI**, Moskva — Leningrad.

— (1962), *Solonovatovodnie kardiidi plioţena S.S.S.R.* Ciasti IV. *Rod Didacna Eichwald*, Trudi. Paleont. Inst., **XCI**, Moskva.

Eberzin A. G., Motaş I. C., Macarovici N., Marinescu Fl. (1966), *Afinităţi panonice şi euxinice ale Neogenului superior din Bazinul Dacic*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **11**, *2*.

Ionescu-Argetoaia I. P. (1913), *Orizontarea etajului Pontic şi limita lui superioară şi inferioară în Oltenia*, D. S. Inst. geol., **IV**.

— (1918), *Contribuţiuni la studiul faunei molusce pliocene din Oltenia*, An. Inst. geol. Rom. (1914), **VIII**.

KREJCI K., WENZ W. (1926), *Jungtertiäre Landschnecken aus südrumänien*, Nev. Jahr für Mineralogie, Beilageband, **IV**, *3*.

KREJCI GRAF K., WENZ W. (1931), *Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Roumänien)*, Zeit. Deut. Geol. Gessel., **83**, *2—3*.

MARINESCU FL., FLOREI N. (1969), *O nouă specie de cardiid în Pontianul din Banat (Zorlenţul Mare)*, D. S. Inst. geol., **LIV** (1966—1967), partea a 2-a, București.

PANĂ IOANA (1967), *Elemente noi în fauna de cardiacee pliocene din bazinul văii Buzăului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *2*.

STEVANOVIĆ P. (1950), *Les geners de cardiides dulcicoles: Parvidacna n. gen. et Pteradacna Andrussow dans les couches pontiennes de la Serbie*, Bull. Mus. d'Hist. nat. Pays serbe, **A**, *3*, Beograd.

STEVANOVIĆ P. M. (1951), *Pontische Stufe in engeren Sinne-Obere Congerienschichten Serbiens und der Angrenzenden Gebiete*, Serb. Akad. der Wissenschaffen, **CLXXXVII**, Beograd.

Primit în redacție la 25 martie 1974

Institutul de geologie și geofizică

CÎTEVA OBSERVAȚII PRIVIND MODUL DE FORMARE A CĂRBUNILOR DIN VALEA JIULUI

DE

RĂZVAN GIVULESCU

Într-o lucrare anterioară (1973) ne-am ocupat de vegetația fosilă din Valea Jiului, imaginînd etajarea acestei vegetații și răspîndirea ei în funcție de cele două faze importante ce au alternat în bazinul de sedimentare : cea marină și cea de turbărie.

Ne propunem, în cele ce urmează, să revenim asupra subiectului pentru a ridica o serie de probleme în ceea ce privește cărbunii în cauză. Ne interesează anume să precizăm :

— ce copaci din vegetația studiată au participat la formarea cărbunilor ;

— ce tipuri de turbării au funcționat în Valea Jiului ;

— care a fost mecanismul după care au funcționat turbăriile respective și în general sedimentația în bazin.

Nu avem pretenția să epuizăm problema și aceasta pentru că datele de care dispunem sînt relativ sumare : cărbunii și sedimentele anexe nu au fost studiate nici polenanalitic, nici carpologic, nici cuticularanalitic și doar foarte sumar xilotomic. Singurele studii exhaustive le reprezintă cele de petrografia cărbunelui. În aceste condiții, ne vom mulțumi doar să ridicăm problemele, rămînînd ca cercetări ulterioare să aducă noi precizări punctelor noastre de vedere.

Asupra problemelor care ne interesează s-au oprit prea puțini cercetători. Vom aminti :

M. S t a u b, în 1887, făcînd o statistică a frecvenței resturilor vegetale din bazin conchide că cele mai frecvente resturi sînt cele de *Taxodium dubium* urmate de cele de *Sequoia abietina*.

F. P a x, în 1908, amintește pe de o parte că a găsit multe trunchiuri fosilizate, pe de altă parte consideră că cel mai frecvent copac a fost *Sequoia abietina*, în timp ce *Taxodium dubium* ar fi fost foarte rar.

I. P. V o i t e ș t i, în 1932, prezintă prima schemă a mișcărilor epirogene ce au afectat regiunea, permițînd formarea stratelor de cărbuni.

I. M a t e e s c u, în 1956, studiază în detaliu petrografia cărbunilor din bazin.

M. P ă t r a ș c u, în 1958, și V a l e r i a P o p a, L. T i s u și M. P ă t r a ș c u, în 1960, studiază petrografia cărbunilor din cîmpul minier Lupeni.

I. D r ă g h i n d ă, în 1963, studiază petrografia rocilor din cele trei complexe sedimentare, ajungînd la concluzia formării cărbunilor în șesul aluvial al unui mare paleofluviu ce străbătea regiunea.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 19, 145–153, BUCUREȘTI, 1974

I. Petrescu și Valeria Popa, în 1971, studiază unele trunchiuri, ajungînd la foarte prețioasa concluzie că ele aparțin taxonului *Sequoioxylon gypsaceum* (Goepp.) Greguss [1].

1. Care au fost copacii și tufele din vegetația fosilă a văii Jiului care au contribuit la formarea cărbunilor?

Din numărul mare de taxoni amintiți de diferiți autori și sintetizați în lucrarea noastră din 1973, considerăm că numai un număr foarte redus au contribuit efectiv cu materialul lor — lemn și frunze — la formarea cărbunilor. În această categorie pot intra numai acei copaci și tufe ai căror corespondenți actuali vegetează în prezent în locuri mlăștinoase, în mlaștini de pădure, respectiv în swampsuri, considerînd că nu și-au modificat pe parcurs preferințele pentru biotopul terțiar. În categoria de mai sus se încadrează în primul rînd următoarele două:

— *Taxodium dubium* (Stbg.) Heer, corespondent actual *T. distichum* (L.) Rich. este copacul caracteristic, singur, sau în asociație cu *Nyssa aquatica*, al swampsurilor de pe coasta de sud-est a Americii de Nord, precum și din delta rîului Mississippi;

Glyptostrobus europaeus (Brngt.) Heer, corespondent actual *G. pensilis* (Stount) Koch, tufă ce vegetează pe malul apelor sau în regiunile mlăștinoase din China centrală și de sud-est. Este componentul nelipsit al tuturor mlaștinilor de pădure mio-pliocene ce au dat naștere la cărbuni.

La acestea se adaugă:

— *Myrica lignitum* (Ung.) Sap., corespondent actual *M. cerifera* L., tufă ce vegetează în regiunile mlăștinoase din zona atlantică a Americii de Nord, la sud de New Jersey pînă în Florida. Este foarte probabil că pot fi luate în considerare și alte tipuri de *Myrica*.

— *Acer tricuspidatum* Bronn corespondent actual *A. rubrum* L., ce vegetează în mlaștinile și swampsurile de pe marginea rîurilor sau în delta rîului Mississippi, respectiv în regiuni ce sînt inundate o perioadă considerabilă din an.

— *Alnus nostratum* Unger, corespondent actual *A. glutinosa* (L.) Gaertn., copac ce suportă multă umezeală, dar nu în ape stătătoare.

— *Quercus nerrifolia* (Al. Br.) Heer, corespondent actual *Q. phellos* L., vegetează în sud-estul Americii de Nord, în regiuni joase în general inundate o perioadă din an, apărînd în asociație cu *A. rubrum*, *Ulmus americana*, *Liquidambar styraciflua*.

— *Carya* sp. sp., corespondent actual diferite tipuri de *Carya* nordamericane: *C. aquatica* (Michx. f.) Nutt. din regiunea de mlaștini a văii Mississipii din sud-estul Statelor Unite; *C. laciniosa* (Michx. f.) Boud. în regiunile de mlaștini sau inundabile din estul Statelor Unite.

La toate aceste tipuri mai trebuie adăugat taxonul *Sequoia abietina* (Brngt.) Knobloch, corespondent actual *S. sempervirens* Endl., copac ce vegetează în vestul Americei de Nord pe o fășie îngustă de teren cuprinsă între statul Oregon în nord și Monterey în California în sud, urcînd pînă la o altitudine de 900 m pe versanții munților din lungul Pacificului. Deși în prezent nu are nici o contingență cu regiunile umede sau mlăști-

[1] Nu toți autorii sînt de acord cu această denumire. Se utilizează și cea de *Taxodioxylon gypsaceum* (Goepp.) Kräusel.

noase, toți autorii care au studiat prezența consecventă a acestui copac în zăcămintele de cărbuni din oligocenul superior—miocenul inferior sînt de acord în a admite că biotopul lui terțiar diferea în mod esențial de cel actual, ce reprezintă de fapt o readaptare.

Este cunoscut că în flora din Valea Jiului apar în proporții masive diferite tipuri de lauracee, cel mai frecvent *Daphnogene bilinica* și *Lauraceophyllum primigenia*. În ce măsură au contribuit acestea la formarea cărbunilor? Așa cum am arătat în studiul nostru din 1973, lauraceele în amestec cu alți copaci cu frunza lauroidă alcătuiau un etaj de vegetație pe pantele dealurilor ce mărgineau zona de sedimentație, etaj bine diferențiat de cel ce înconjura probabil țărmul mării, respectiv al turbăriei. În nici un caz aceste tipuri nu vegetau în turbăria respectivă. Este de asemenea puțin probabil ca masa cărbunilor să fi rezultat chiar și parțial din trunchiuri lemnoase transportate în zona de turbărie. Autohtonia cărbunilor este subliniată în repetate rînduri de I. M a t e e s c u. Nu excludem desigur un transport pur accidental. Mai amintim că swampsurile cu *Taxodium* cuprind un număr extrem de mare de exemplare pe unitatea de suprafață, că deci acestea singure ar fi putut furniza întreaga masă lemnoasă necesară incarbonizării.

Punctul de vedere exprimat mai sus este susținut și în lucrările lui W. J u n g, E. K n o b l o c h și Z l. K v a c e k (1971) și W. J u n g (1972) pentru cărbunii ottangieni-badenieni din regiunea Pfalz. Cercetările lor au arătat că vegetația de tip *Mastixioideu* descoperită în jur nu a avut nici o contribuție la formarea cărbunilor în cauză, punct de vedere pe care ni-l însușim și în ceea ce privește cărbunii din Valea Jiului.

2. Ce tipuri de turbării au funcționat în Valea Jiului? Pentru a răspunde la această întrebare ne vom servi de schema dată de M a r l i e s T e i c h m ü l l e r (1958), schemă pe care o propunem ca punct de plecare pentru cercetări viitoare. Autoarea distinge în zăcămintele de cărbuni bruni din Valea Rinului inferior mai multe tipuri de turbărie, respectiv mlaștini de pădure ce s-au succedat pe verticală sau au conviețuit pe orizontală în funcție de înălțimea nivelului apei.

2.1. Ca pentru multe alte zăcăminte de cărbuni, trebuie să admitem că un rol important în acumularea materialului lemnos și turbifierea lui l-a jucat pădurea mlăștinoasă de tip swamps cu *Taxodium*, analoagă celeia din regiunile subtropicale și cald temperate din sud-estul Americii de Nord. Este vorba de o mlaștină acoperită permanent cu apă, la nivele diferite, cu fundul format uneori pe o grosime de cîțiva metri din turbă și care abia în cazul unor perioade extrem de secetoase ajunge uscată, moment cînd pot încolți semințele. Acest copac a vegetat singur (ca și astăzi dealtfel) sau în asociație cu *Glyptostrobus europaeus*, care, se pare, judecînd după numeroasele resturi, a jucat un rol foarte important în această pădure. Pentru a avea o imagine mai completă va mai trebui să adăugăm cîteva plante de apă monocotile de diferite tipuri, pe *Salvinia* și probabil pe *Nelumbo hungarica*.

Mai trebuie să admitem că în regiunile mlăștinoase, dar nu permanent inundate din imediata apropiere a acestei păduri, au existat condiții pentru dezvoltarea unei asociații cu *Acer tricuspidatum*, *Carya* div. sp., poate chiar *Quercus neriifolia*, asociație ce nu apare în prezent în Statele Unite, dar a existat probabil în Valea Jiului.

Văzută din acest punct de vedere, zona de formare a turbei nu mai poate fi adusă în analogie „cu albia majoră a unui ţes aluvial" aşa cum o concepe I. Drăghindă (1963).

2.2. Următoarea asociaţie, pe care o putem momentan doar bănui, asociaţie de un tip mai uscat, este turbăria de tufe cu *Myrica* şi *Cyrilla*. Analogul ei actual îl reprezintă turbăriile din sud-estul Statelor Unite, turbării cu *Myrica cerifera* şi *Cyrilla racemiflora*, turbării mai uscate în care pînza de apă freatică ajunge la suprafaţă numai în perioade foarte umede. Alături de aceste plante mai pot fi găsite *Magnolia virginiana* şi *Osmunda regalis*. Se admite (Thomson) că majoritatea turbei ce a dat naştere zăcămintelor de cărbuni bruni din regiunea Rinului inferior s-ar fi format într-un astfel de tip de turbărie.

Cît priveşte situaţia din Valea Jiului, dacă resturile de *Myrica* sînt relativ numeroase şi variate, trebuie să consemnăm, în stadiul actual al cunoaşterii acestei flore, absenţa oricărui rest de *Cyrilla*, tot aşa cum şi resturile de *Magnolia* rămîn încă neprecis conturate. Este foarte probabil că o asemenea fază a existat în Valea Jiului, argumentele de care dispunem momentan nepermiţîndu-ne conturarea ei cu toată certitudinea. Numai o analiză cuticulară va putea face lumină în această problemă. Oricum însă, ţinem să menţionăm ca argumente indirecte pe de o parte observaţia lui I. Mateescu, că „scleroţii sînt mai numeroşi în anumite orizonturi în timpul cărora a existat o stare de uscăciune relativă", pe de altă parte observaţiile aceluiaşi autor şi ale lui Popa, Tisu şi Pătraşcu, care se referă la importante intercalaţii de clarit de frunze de angiosperme. Cum pădurea de lauracee nu a participat la formarea cărbunilor, trebuie să admitem că singura sursă de frunze de angiosperme a putut fi tocmai tufişurile de *Myrica* şi *Cyrilla*. De fapt, existenţa unei turbării mai uscate ne-o sugerează şi prezenţa resturilor de *Anthracotherium*.

2.3. Următoarea asociaţie din turbăria din Valea Jiului a constituit-o, judecînd după resturile descrise, turbăria cu *Sequoia*. Ea reprezintă faza cea mai uscată din evoluţia unei turbării, cea mai îndepărtată de bazinul de sedimentare. Este foarte probabil că de la ea provin trunchiurile în picioare cu rădăcini pe care le aminteşte I. Mateescu, bine conservate dealtfel şi datorită marei lor cantităţi de răşină. Turbăria uscată cu *Sequoia* era o pădure relativ uniformă şi săracă în tipuri : în afară de *Lygodium* vegetau probabil numai unele tipuri de palmieri *Sabal*. Dacă resturi de *Sabal* se cunosc destule ca impresiuni, este interesantă observaţia lui I. Mateescu că unele detalii ale fusitului arată o structură lemnoasă aparţinînd unor palmieri. Dar nu numai resturile de *Sequoioxylon* ne dovedesc existenţa acestui tip de turbărie, ci însăşi prezenţa în amestec în cărbune a vitritului cu claritul bogat în răşini (E. Szadeczky — Kardos, 1953).

În concluzie deci, de la caz la caz în Valea Jiului s-au putut dezvolta una sau mai multe asociaţii din cele amintite, pentru a da naştere cărbunilor în cauză. În cazul stratelor mici, lenticulare, este probabil că ele provin din mlaştini fără prea mare importanţă, poate simple mlaştini eutrofe. Dar în cazul celor stratiforme, continui, faptele de observaţie ne arată că au putut coexista toate cele trei stadii. În acest sens, observaţiile lui Petrescu şi Popa sînt semnificative : pe de o parte trunchiurile de *Sequoioxylon* descrise provin din culcuşul stratelor de cărbuni

3, 5, 13, 19, dovedind deci posibilitatea existenței independente și mai ales de la începutul turbăriei a unei turbării uscate cu *Sequoia*, în timp ce mai spre sud funcționau probabil celelalte două tipuri de turbărie, pe de altă parte aceste resturi sînt colectate de pe marginea cea mai nordică a bazinului (Dîlja, Petrila), deci exact din domeniul cel mai îndepărtat de bazinul de sedimentare lacustru. Resturile găsite în mina Paroșeni nu contravin cu nimic la concluziile de mai sus, ele ne demonstrează doar că la un moment dat acest tip de turbărie uscată se întindea pînă la mijlocul bazinului. Nimic nu se opune să admitem, în continuare, că prin jocul blocurilor din fundament turbăria uscată cu *Sequoia* a ajuns sub nivelul apei cedînd locul unui alt tip de turbărie. Stratul 3, a cărui grosime este impresionantă, oferă numeroase posibilități de speculații în sensul celor expuse mai sus.

Subliniem, deci, că existența uneia sau a alteia din asociațiile descrise este în funcție de nivelul apei, iar aceasta, la rîndul ei, de jocul numeroaselor blocuri din fundamentul bazinului. Că faptele s-au petrecut foarte probabil așa ne-o arată analizele petrografice (M. P ă t r a ș c u, 1958; V a l e r i a P o p a și colab., 1960) asupra stratelor de cărbuni de la Lupeni nord. Astfel, stratul 13 este alcătuit predominant din vitrite, în timp ce stratul 14 cuprinde predominant clarite (cu cuticule și rășini), stratul 15 din nou predominant vitrite. Aceasta indică indiscutabil condiții de formare, dar mai ales aport de material vegetal diferit de la caz la caz. Oricum, cantitatea mare de cuticule, corpuri rășinoase, scleroții și teleutospori trebuie subliniată.

3. Care a fost mecanismul după care au funcționat turbăriile respective și în general sedimentația în bazin?

Înainte de a încerca să schițăm un răspuns trebuie să admitem ca fapte stabilite următoarele:

— că subasmentul bazinului era alcătuit din blocuri ce sufereau mișcări de coborîre și desigur de ridicare diferite (M. P a u c ă, 1971), mișcări care în marea majoritate a cazurilor nu s-au repetat identic nici în ceea ce privește durata, nici în ceea ce privește întinderea;

— că undeva, la extremitatea de vest a bazinului, se vărsa un rîu ce alimenta bazinul cu cantități variabile de material detritic;

— că și în perioada de existență a turbăriilor în cauză partea sudică a bazinului reprezenta un lac cu sedimentație detritogenă.

3.1. În funcție de aceste date, vom considera ca o mișcare de început, în bazin, o scufundare. Trebuie să subliniem că o astfel de scufundare nu a fost legată totdeauna și de invazia unor ape marine. Aceasta s-a întîmplat numai atunci cînd s-a scufundat concomitent și pragul de separație din partea de nord a bazinului. Stratele de cărbuni care au faună marină în coperiș (1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 14, 15, 18) ne arată tot atîtea invazii marine într-o regiune cu ape neinfestate. Dar stratele de cărbuni cu floră în coperiș (3, 11, 16, 17, 19) [2] ne arată scufundări mici la început: transformarea regimului de turbărie într-un regim lacustru nu prea adînc cu ape stagnante. Din datele V a l e r i e i P o p a (1972) se poate trage concluzia că acest regim lacustru nu a avut întotdeauna aceeași răspîndire:

[2] Nu toate datele concordă în ceea ce privește stratele cu floră în coperiș: după T. R u s u (1971) ar fi 3, 16, 17, 19, 20, după E. I. P o p (1969) ar fi 3, 11, 16, 17, 19 după V a l e r i a P o p a (1972) ar fi 3, 5, 8, 9, 13, 14, 15, 17, 18, 19.

se pare că cea mai mare a avut-o după depunerea stratului 14 cînd se citează plante de la Uricani, Lupeni şi Livezeni, apoi după depunerea stratului 19 cînd se citează plante de la Aninoasa, Vulcan şi Livezeni în sud. În fine, nivelul de plante din coperişul stratului 3 este deosebit de bine dezvoltat la Dîlja şi Aninoasa în nord, evidenţiind acumulări masive de resturi vegetale, în timp ce spre est aceste acumulări se subţiază treptat. Nu avem momentan indicii dacă acestei uşoare scufundări i-a urmat o invazie marină, sau s-a menţinut în continuare un regim lacustru. Ambele ipoteze sînt posibile, cu menţiunea că în cazul unei pătrunderi marine din cauza apelor stagnante şi probabil infestate nu s-a putut produce şi o pătrundere a faunei. Într-adevăr, există numeroase strate lipsite de resturi animale. Existenţa unui astfel de mediu ne este confirmată prin prezenţa unor marne bituminoase şi a şisturilor disodilice, care, în ultimă instanţă, nu reprezintă decît nişte sapropeluri. Indiferent de mediul în cauză, în acest răstimp se sedimentează o cantitate mai mare sau mai mică de marne, marnocalcare, gresii, ceea ce indică existenţa unei perioade de scufundare lente şi de oscilaţii şi diferite sensuri, cu un aport variat de material.

3.2. La un moment dat, fie oprirea oscilaţiilor, fie ridicarea lentă provoacă colmatarea bazinului. Acest moment coincide cu ridicarea pragului de separare astfel că se întrerup legăturile marine spre nord. Se produce o îndulcire destul de accentuată (I. D r ă g h i n d ă, 1963), iar o mare parte a bazinului este ocupată de ape stătătoare slab drenate, fapt dovedit de argilele cu concreţiuni de pirită şi argilele cu plante din culcuşul stratelor de cărbuni (3, 4, 6, 7, 11, 12). Regimul liniştit de ape nu prea adînci a conservat fidel în unele cazuri un material vegetal adus de pe uscatul din jur. În alte cazuri, culcuşul cărbunilor alcătuit din marne nefosilifere ne arată condiţii neprielnice conservării materialului vegetal. Numai în două cazuri, respectiv al stratelor 8 şi 9, apele bazinului nu s-au îndulcit şi au păstrat salinitatea şi fauna pînă la sfîrşit, aceasta apărînd în culcuşul stratelor respective de cărbuni. (E. I. P o p, 1969). În spaţiul bazinului rămas liber prin ridicare se instaurează de la caz la caz o situaţie asemănătoare cu cea imaginată şi figurată de M. T e i c h m ü l l e r: respectiv în sud un regim lacustru urmat în spre nord, în ordine, de o turbărie eutrofă cu monocotile, de o mlaştină de pădure cu *Taxodium* şi *Glyptostrobus*, de turbăria cu *Myrica* şi *Cyrilla* şi, în fine, pe marginea de nord, de turbăria uscată cu *Sequoia*. Dar, aşa cum am mai spus, jocul pe verticală al blocurilor din subasment a fost în permanenţă factorul hotărîtor în repartizarea suprafeţei ocupate de apă şi implicit în naşterea unuia sau al altuia din tipurile de turbării amintite, impunînd în acelaşi timp şi deplasarea lor. Astfel, scufundarea blocurilor din nord a permis înaintarea mlaştinii de pădure cu *Taxodium* pînă la marginea de nord a bazinului; ridicările blocurilor au putut, pe de altă parte, restrînge aria ocupată de lac, aşa încît vegetaţia de mlaştină cu *Taxodium* să înainteze mult spre sud, dînd naştere fie unor strate continui (3, 7, 9, 12, 13), fie unor strate ce depăşesc mult în spre sud limitele celorlalte strate, cum este cazul, de exemplu, cu stratele 13, 15, 18. În fine, unele acumulări mai mult sau mai puţin groase de turbă se datoresc foarte probabil numai unor mlaştini eutrofe. Dar chiar şi în timpul formării aceluiaşi strat (3) jocul blocurilor a permis acumulări foarte diferite de substanţă organică,

grosimea acestuia variind de la 8 la 30 m. Oscilațiile rapide și de scurtă durată permit invadarea dinspre sud spre nord a turbăriei cu depozite detritice ce pot forma în interiorul acesteia intercalații de steril, al căror număr variază între 1 și 5, cu mențiunea, însă, că majoritatea stratelor de cărbuni sînt formate dintr-un singur banc. Mai trebuie să precizăm că aceste oscilații, neunitare pe suprafața bazinului, nu au fost unitare nici pe direcție vest-est în interiorul ariei de sedimentare, fapt care a dus iarăși la neuniformități în grosimea stratului de turbă depus, respectiv a cărbunelui format. Pentru a ilustra aceste oscilații vom da ca exemplu stratul 17 cu 0,70—0,80 m grosime în est și numai 0,30—0,50 m grosime în vest, în timp ce, în situație inversă, stratul 18 prezintă un banc de 0,70—0,90 m grosime în est și două bancuri de 0,50—0,70 și 0,80—1,00 m grosime în vest. Amploarea scufundării inegale ne este dată și de intercalația argiloasă ce o cuprinde acest strat și care are 0,40 m în zona axială și 1,50—2,50 m în flancul de nord (T. R u s u, 1971).

3.3. După un timp mai lung sau mai scurt, descifrabil în grosimea stratului de cărbune [3], ciclul de scufundare, pînă acum foarte lent, se reia cu o intensitate accentuată. Peste turba formată se depun din nou sedimente detritice ce marchează începutul unui nou ciclu marin sau lacustru. Insistăm însă asupra faptului că acest nou ciclu nu se reia exact după modelul anterior. O examinare a coloanei stratigrafice a orizontului productiv ne arată varietatea și complexitatea mișcărilor din bazin, ce au avut ca urmare că fiecare strat de cărbune cu culcușul și coperișul lui prezintă o individualitate evidentă. Această individualitate se reflectă și în compoziția și calitatea cărbunilor, ca urmare a intervenției unui cortegiu numeros de factori, care au variat mai mult sau mai puțin de la strat la strat: materialul furnizat de un anumit tip de turbărie, potențialul redox și pH-ul acesteia, prezența sau absența unui anumit tip de bacterii, infine, natura coperișului stratului în cauză.

În ultimă instanță, indiferent de mișcări, suma generală a mișcărilor din bazin a fost negativă, ducînd la acumularea unei mase de depozite sedimentare de cîteva sute de metri.

EINIGE BEMERKUNGEN ZUR KOHLENENSTSTEHUNG IM SCHILTAL

ZUSAMMENFASSUNG

Verfasser versucht einige Fragen die sich in Verbindung mit der Entstehung der Braunkohlen des Schiltales aufwerfen, zu beantworten, u.z.w.:

1. Welche Bäume und Sträucher der uns bekannten fossilen Vegetation haben zur Entstehung der Kohlenlager beigetragen?

[3] Sînt interesante calcule de vîrstă încercate asupra unor resturi de *Sequoioxylon*: P. G r e g u s s și S. H e e r d t (1962) atribuie unui astfel de rest din miocenul inferior vîrsta de 1 500—2 000 de ani (și 40—50 m înălțime), în timp ce A. S e l m e i e r (1973) atribuie altor resturi vîrste între 792 și 2 375 de ani; în fine, M. S c h w a r z b a c h (1949) consideră că aproximativ 10 m cărbune brun s-au format în 25 000—50 000 de ani.

2. Welche Moortypen waren im Sedimentationsbecken vorhanden?
3. Welches war der Tätigkeitsmechanismus der berteffenden Moore und der Sedimentation im Becken?

—Ad. 1.: Verfasser ist der Meinung, daß folgende Taxa in Betracht gezogen werden können: *Taxodium dubium* und *Glyptostrobus europaeus*, dann *Myrica lignitum* und andere *Myrica-Arten*, *Alnus nostratum*, *Quercus neriifolia*, *Acer tricuspidatum*, verschiedene *Carya*-Arten und schließlich *Sequoia abietina*. Die in großer Menge in der betreffenden Vegetation vorkommenden Lauraceen und lauroidblätterigen Bäume haben zur Entstehung der Kohlenlager auf keinen Fall beigetragen.

— Ad 2.: Es muß angenommen werden, daß im Schiltalbecken drei Moortypen tätig waren u.zw.: Sumpfwald mit *Taxodium* und *Glyptostrobus* (den nordamerikanischen Swamps ähnlich), Buschmoor mit *Myrica* und *Cyrilla*, Trockenmoor mit *Sequoia*. Verfasser ist der Meinung, daß diese Moortypen von Süden nach Norden verbreitet waren und daß diese Verbreitung das Niveau des Grundwassers bedingte. Schließlich war das Grundwasserniveau vom epirogenen Heben oder Sinken der Blöcke die das Fundament des Beckens bildeten, bedingt. Das Vorkommen von *Sequoioxylon* im Liegenden der Kohlenflöze 3, 5, 13, 15 im nördlichsten Teil des Beckens (Dîlja, Petrila) stellt ein wichtiges Argument dar, einerseits für das Vorkommen—vom Anfang an—im Norden eines Trockenmoores mit *Sequoia*, andererseits für die Möglichkeit eines Zusammenlebens mit den anderen Moortypen die sich im Süden an feuchteren Orten verbreiteten. Schließlich zeigt das Vorkommen solcher Hölzer bei Paroşeni, also in der Mitte des Beckens eben die Möglichkeit einer Wanderung des *Sequoia* — Trockenmoores nach Süden im Zusammenhang mit der Grundwasserregression.

— Ad 3.: Es muß a priori angenommen werden, daß:

a) das Fundament des Beckens aus Blöcken bestand die verschiedenartigen Hebungs- oder Senkungsbewegungen unterworfen waren.

b) irgendwo, am westlichem Ende des Beckens, ein Fluß einmündete,

c) sich auch während der Moorphase im südlichen Teil des Beckens ein Teich befand.

Verfasser zieht zwei Bewegungen in Betracht u.zw.: eine Senkung und eine Hebung. Die Senkung begünstigte gewöhnlicherweise eine Meeresinvasion u.zw. kann man von einer solchen nur dann sprechen, wenn sich im Hangende der Kohlenlager eine marine Fauna befindet. Wenn aber Pflanzenreste vorkommen, so beweist das eben das Vorhandensein eines Teiches mit seichtem Wasser, aber keine Meeresinvasion. Die Hebung begünstigte die rasche Versüßung der Meeresgewässer, weiterhin aber entstanden Bedingungen für die Verbreitung einer Moorvegetation. Letzten Endes war der Raum des Beckens vom S. nach N., folgendermaßen eingeteilt: im S. din Süßwasserteich, dann ein eutrophes Moor, Sumpfwald mit *Taxodium*, Buschmoor mit *Myrica* und *Cyrilla*, Trockenmoor mit *Sequoia*. Diese Verbreitung war aber ständig vom Grundwasserniveau bedingt, so daß es eine Wanderung vom S. nach N. — und umgekehrt — dieser Moortypen gab. Andererseits war aber die Senkung der Blöcke ungleichförmig u.zw. schwankte sie vom Westen nach Osten, so daß die Torfanhäufung dieser Schwankungen unterworfen war.

BIBLIOGRAFIE

Drăghindă I. (1963), *Contribuții la cunoașterea condițiunilor de sedimentare în Bazinul Petroșani* (Carpații Meridionali), Asoc. geol., carp.-balc., Congr. V, 1961, **III**, *1*, 137—146, București.

Givulescu R., Olos Elisabeta (1973), *Palaeobotanische Untersuchungen im Tertiär Siebenbürgens*, Inst. geol., Memorii, **19**, 1—57.

Greguss P., Heerdt S. (1962), *Ein 1500-jähriger Mammutbamm aus dem fluviatilen Untermiozän von Malliss (SW Meckelenburg)*, Geologie, **11**, 700—711, Berlin.

Ionescu M., Ionescu Marcela (1971), *Cercetări sedimentologice în Bazinul Petroșani prin analiza corelațională*, Lucr. șt. Inst. mine Petroșani, **8**, 142—159.

Jung W. (1972), *Neue paläobotanische Untersuchungen an den Braunkohlen der Oberpfalz*, Ber. Bayer. Bot. Ges., **43**, 97—108, München.

Jung W., Knobloch E. (1971), *Die Braunkohle von Wackersdorf*, Bayer. Braunkohl. Bergb., **80**, München.

Jung W., Knobloch E., Kvacek Zl. (1971), *Makrofloristische Untersuchungen im Braunkohlentertiär der Oberpfalz*. Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol., **11**, 223—249, München.

Mateescu I. (1956), *Studiul petrografic al cărbunilor din Valea Jiului, cu privire specială asupra cărbunilor din regiunea Uricani-Cîmpul lui Neag*, An. Com. Geol., **29**, 125—195.

Pătrașcu M. (1958), *Rezultatele studiului privind structura petrografică a stratelor 8, 9, 13 și 15 Lupeni N*, Lucr. șt. Inst. mine Petroșani, **2**, 111—175.

Paucă M. (1971), *Diastrophisme et sedimentation dans le Bassin de Petroșeni (Roumanie)*, Geol. Rundschau, **60**, *2*, 682—704, Stuttgart.

Pax F. (1908), *Die Tertiärflora des Zsiltales*, Engl. Bot. Jb. 40. Beibl., **93**, Leipzig.

Petrescu I., Popa Valeria (1971), *Prezența lui Sequoioxylon gypsaceum (Goepp.) Greguss în Bazinul Petroșani*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Seria geol. min., **16**, *2*, Cluj.

Popa Valeria, Tisu L., Pătrașcu M. (1960), *Studiul petrografic al orizontului productiv din Cîmpul minier Lupeni*, Lucr. șt. Inst. mine Petroșani, **2**, 111—175.

Popa Valeria (1972), *Flora oligocen-miocenă din Bazinul Petroșani*, rezumatul tezei de doctorat, București.

Pop I. E. (1962), *Cercetări geologice în partea de est a Bazinului Petroșani*, Lucr. șt. Inst. mine Petroșani, **3**, 185—212.

— (1969), *Caractere stratigrafice distinctive ale stratelor de cărbuni existente în cîmpurile miniere Petrila — Livezeni — Sălătruc din Bazinul Petroșani*, Lucr. șt. Inst. mine Petroșani **6**, *6*, 45—49.

Rusu T. (1971), *Corelarea stratelor de cărbune din bazinul carbonifer Valea Jiului cu privire specială asupra zonei vestice*, Revista minelor, **22**, *12*, 575—579.

— (*1972*), *Bazinul carbonifer Valea Jiului după două decenii de explorare (1950 — 1970), rezultate geologico-economice*, Revista minelor, **23**, *5*, 221—227.

— (1973), *Gradul de confirmare a datelor de explorare prin lucrări miniere executate în bazinul carbonifer Valea Jiului*, Revista minelor, **24**, *3*, 117—121.

Schwarbach, M. (1949), *Die Sedimentationsdauer mächtiger Braunkohlenflöze*, Braunkohle, **3**, *4*, 57—59.

Selmeier A. (1973), *Verkieselte Sequoia-Hölzer aus jungtertiären Schichten Sudbayerns*, N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **142**, *3*, 297 —319, Stuttgart.

Staub M. (1887), *Die aquitanische Flora des Zsilthales im Comitate Hunyad*, Mitt. a. d. Jahrb ung. geol. Anst., **7**, 209—424, Budapest.

Szadeczky-Kardos, E. (1953), *Szénközettan*, Akad. Kiado, Budapest.

Teichmüller Marlies (1958), *Rekonstruktionen verschiedener Moortypen des Hauptflözes der niederrheinischen Braunkohle*, Braunkohle, **2**, 599—612, Krefeld.

Voitești I. P. (1932), *Le bassin de Petroșani dans le cadre géologique des dépressions carpathiques internes*, Bull. Soc. roum. Géol. **1**, 57—70.

Primit în redacție la 4 martie 1974

Institutul de învățămînt superior din Baia Mare

VIAȚA ȘTIINȚIFICĂ

SIMPOZIONUL INTERNAȚIONAL DE VULCANISM ȘI METALOGÊNEZĂ ASOCIATĂ

București, 3—9 septembrie 1973

Asociația internațională de vulcanologie și chimia interiorului pămîntului și-a desfășurat lucrările simpozionului din anul 1973 la București, în intervalul 3—9 septembrie, organizarea sesiunii de comunicări și a excursiilor științifice fiind realizată de Comitetul național român constituit în acest scop sub auspiciile Ministerului Minelor, Petrolului și Geologiei și ale Ministerului Educației și Învățămîntului.

La lucrările simpozionului au participat 150 de specialiști membri și membri asociați ai asociației din următoarele țări : Anglia, Austria, Belgia, Brazilia, Bulgaria, Canada, Cehoslovacia, Elveția, Finlanda, Franța, Grecia, Italia, Iugoslavia, Japonia, Maroc, Norvegia, Portugalia, Republica Malgașă, R. D. Germană, R. F. Germania, Spania, S.U.A., Suedia, U.R.S.S., Ungaria și la care s-au adăugat 123 de specialiști români.

Alegerea țării noastre pentru desfășurarea lucrărilor simpozionului Asociației de vulcanologie și chimia interiorului pămîntului s-a datorat bogăției formelor de reprezentare a activității eruptive vulcanice care s-a desfășurat pe un larg interval de timp pe teritoriul României, dar mai ales considerentului unor studii multilaterale, detaliate și complexe care s-au executat în ultimele două decenii asupra formațiunilor vulcanice din țara noastră, asupra metalogenezei asociate cu activitatea vulcanică și asupra zăcămintelor de minereuri legate de vulcanismul terțiar.

Dacă pe teritoriul țării noastre nu se găsesc vulcani activi, în schimb sînt prezente fenomene postvulcanice, nenumărate mofete și izvoare bicarbonatate, bogate în bioxid de carbon, cît și unele depuneri de sulf solfatarian. Aparatele vulcanice foarte bine conservate, în zonele vulcanismului neogen din partea estică a Carpaților Orientali, diferitele stadii de eroziune a aparatelor vulcanice și ale produselor vulcanismului mai vechi, atît în partea nordică a Carpaților Orientali, cît și în Munții Apuseni, permit o gamă variată de aspecte cu privire la studierea proceselor vulcanice și ale produselor acestora.

De activitatea vulcanismului preterțiar și neogen din România este legată și prezența celor mai importante zăcăminte de minereuri auro-argentifere și polimetalice, unele dintre ele făcînd obiectul vizitării de către participanții la simpozion în cadrul excursiilor ; zăcămintele de minereuri legate de activitatea vulcanică din Munții Apuseni și din regiunea minieră Baia Mare au permis instaurarea unei activități miniere intense, cu vechime milenară sau multiseculară, ale căror urme din timpul romanilor se mai pot vedea și astăzi în zona exploatărilor aurifere din Munții Apuseni.

Comunicările științifice au fost prezentate în ședințe plenare și în cadrul a două secțiuni : I. Geologie generală, cercetări geofizice sau geochimice legate de vulcanism ; II. Aspecte regionale ale vulcanismului.

În ședințele plenare au fost prezentate patru comunicări cu caracter teoretic sau de largă sinteză : *Controlul structural al zăcămintelor de minereuri de origine vulcanică* (J. Kutina, R.S.C.), *Tectonică în plăci în zona vulcanismului terțiar cu exemplificări din Carpați* (Dan Rădulescu, R.S.R.) ; *Studiul izotopilor de oxigen și hidrogen în produsele de alterare hidrotermală a*

zăcămintelor de minereuri din formațiile vulcanice (H. P. Taylor Jr., S.U.A.) și *Metode geofizice ca instrument în cercetarea vulcanologică* (L. Constantinescu și R. Botezatu, R.S.R.).

În ședințele pe secții au fost prezentate 54 de comunicări tratînd teme cu caracter local sau regional, specialiștii români contribuind la lucrările pe secții cu 12 comunicări. Dintre comunicările pe secții cel mai mare interes prin discuțiile ce s-au purtat l-au prezentat următoarele : *Vulcanism și metalogeneză, provincia de staniu din sud-vestul Angliei* (I. R. Hawkes, Anglia) ; *Reflectarea structurilor vulcanice în anomaliile gravimetrice în zonele centrală și sudică ale Munților Harghita* (D. Rusu, R.S.R.) ; *Măsurarea gazelor emise de vulcanul Mihara cu ajutorul aparaturii automatizate* (K. Noguchi, K. Aikava, H. Kamyia, Japonia) ; *Studiul privind elementele minore în mineralele metalice din zăcămîntul de la Herja* (Livia Steclaci, Rodica Popescu, R.S.R.) ; *Mineralizațiile de aur și argint în legătură cu procesele vulcanice* (V. G. Moiseenko, M. A. Michailov, V. G. Sakhno, U.R.S.S.) ; *Chimismul elementelor-urmă în rocile alterate hidrotermal din Munții Gutăi* (Constantina Stanciu, Constanța Udrescu, R.S.R.) ; *Principalii factori metalogenetici ai mineralizației de tip porphyry-copper în estul Serbiei* (S. Jankovič, M. Petcović, Iugoslavia) ; *Formațiunea jurasică andezito-liparitică din Caucazul Mic și mineralizația de pirită asociată* (R. N. Abdulaev, U.R.S.S.) ; *Vulcanismul recent în valea Middle Latina* (A. Angelocci, P. Brotzu, G. Civitelli, L. Morbidelli, G. Traversa, Italia) ; *Considerente asupra evoluției proceselor de metalogeneză a zăcămîntului Băița — Nistru* (V. Manilici, Victoria Stiopol, R.S.R.) ; *Determinarea raportului* Sr^{87}/Sr^{86} *și Rb/Sr în ofiolitele din Munții Drocea și în alte tipuri de roci mezozoice și terțiare din R.S.R.* (N. Herz, M. Jones, R. L. Walker, S.U.A. și H. Savu, R.S.R.).

Cu ocazia simpozionului de vulcanism și metalogeneză asociată, la București au ținut ședințe de lucru : Grupa pentru rocile efuzive și piroclastice, Comisia de tectonică și zăcăminte de minereuri, cît și adunarea generală a Societății de geologie aplicată la zăcămintele minerale.

Simpozionul internațional de vulcanism și metalogeneză asociată a fost premers și urmat de excursii geologice organizate de Comitetul național român în trei dintre cele mai interesante regiuni din punctul de vedere al interesului specialiștilor români și străini în vulcanologie : vulcanismul alpin și metalogeneza în Munții Apuseni, vulcanismul neogen și metalogeneza în Munții Gutăi, vulcanismul neogen în Carpații de est (munții Călimani, Gurghiu, Harghita). Ghidurile excursiilor geologice și discuțiile avute cu specialiștii români pe teren au convins pe participanții străini la excursii, în număr de 99, despre gradul avansat al studierii acestor fenomene geologice în țara noastră, cît și de complexarea metodelor geologice, geofizice și geochimice practicate de specialiștii români în cercetarea geologică teoretică și practică.

Prof. VIRGIL IANOVICI,
membru corespondent al Academiei
Republicii Socialiste România

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrţi de calc potrivit STAS-urilor în vigoare. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita reprezentarea aceloraşi date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină sparată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării, (de exemplu : G. M u r g o c i, 1961). Lista bibliografică se va da în ordinea alfabetică, iar lucrările aceluiaşi autor în ordine cronologică. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.
Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

★

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se vor trimite pe adresa Comitetului de redacţie.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

I. GAVĂT, R. BOTEZATU, M. VISARION, Interpretarea geologică a prospecțiunilor geofizice, 1973, 574 p., 393 fig., 41 lei.

O. CLICHICI, Stratigrafia neogenului din estul Bazinului Șimleu, 1973, 179 p., 51 fig., 24 pl., 14 lei.

GRIGORE POP, Depozitele mezozoice din Munții Vîlcan, 1973, 155 p., 36 fig., 13 pl., 11 lei.

AURELIA BĂRBULESCU, Stratigrafia jurasicului din vestul Dobrogei centrale, 1974, 173 p., 21 fig., XLVI pl., 21 lei.

ȘERBAN-NICOLAE VLAD, Mineralogeneza skarnelor de la Dognecea, 1974, 119 p., 40 fig., XVI pl., 11 lei.

Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie, Geologie, t. 19, p. 1—156, București, 1974

I.P.I. c. 1631

43 885

Lei 40.—